II. 25.161

551

RN 9760

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ

Др ДУШАН ДУКИЋ

КЛИМАТОЛОГИЈА са ОСНОВИМА МЕТЕОРОЛОГИЈЕ

II прерађено издање

Ое X

Инв. број 25.161
БЕОГРАД, 20. XI 1967

Научна књига
БЕОГРАД, 1967.

УНИВЕРЗИТЕТСКИ УЏБЕНИЦИ

За издавача *Драгослав Јоковић*, уредник *Гордана Николић*,
технички уредник *Михаило Јозић*, коректор *Олга Симић*

Штампа: Издавачко штампарско предузеће ЈЖ у Суботици

САДРЖАЈ

ПРЕДГОВОР

Средином 1963. године био је објављен уџбеник **Основи метеорологије и климатологије** (за студенте географије). Цело издање било је потпуно распродато за пола године, па су нове генерације студената остале без потребног им уџбеника. Зато сам на предлог издавача припремио ново издање, које се битно разликује од претходног. Оно је, пре свега, усаглашено са новим наставним планом: студенти географије на Природно-математичком факултету у Београду и на Филозофском факултету у Новом Саду и Приштини имају предмет **Хидрологија са климатологијом**, који слушају у III и IV односно V и VI семестру.

Да бих редовним и ванредним студентима географије олакшао боље савлађивање програмом предвиђеног градива и припремање испита, а уочавајући у самом процесу наставе недостатке првог уџбеника, одлучио сам да нови изменим и да у њему тежиште буде на материји која се обрађује у општој климатологији, као и у неким примењеним климатолошким дисциплинама. При том сам користио новије стране универзитетске уџбенике, стручне радове и реферате саопштене на саветовањима.

За географа је битно да упозна простор — појаве и процесе који се у њему развијају. Несумњиво је да међу овима значајно место припада климатским елементима. Међутим. у нашим атласима географском распрострањењу климатских елемената није дат скоро никакав простор; приказују се већином и само делимично три климатска елемента: температура, ваздушни притисак и падавине, а у неким атласима ни то. Стога сам у уџбеник унео климатолошке карте. На њима је приказано географско распрострањење орговарајућих климатских елемената методом изолинија за средње годишње и већином за јануарске и јулске вредности.Међу тим картама има и таквих које се први пут појављују у једном универзитетском уџбенику у нашој земљи. Тиме је уклоњен битан недостатак наших атласа при спремању испита из ове дисциплине.

Цео текст уџбеника подељен је на 10 глава. Највећа пажња посвећена је климатским елементима (III глава). Унета је нова глава: Деловање главних климатских елемената и климе на организам човека. Проширена је седма глава: Клима градова. На примеру Кепенове класификације климата, а делимично и осталих, изложена је укратко и клима Земље. Прилагођавањем градива новом наставном програму, измењен је ранији карактер уџбеника, тако да је била неопходна измена и његовог назива.

Београд, 4. јула 1966. године

Д. Дукић

ПРВА ГЛАВА

ОПШТЕ ФИЗИЧКЕ ОСОБИНЕ АТМОСФЕРЕ

1. АТМОСФЕРА — САСТАВНИ ДЕО ЗЕМЉЕ

Површински део Земље сачињавају њена четири омотача: ваздушни — **атмосфера**[1]), водени -- **хидросфера**[2]), стеновити — **литосфера**[3]) и простор првих трију сфера настањен живим светом — **биосфера**[4]). Све четири сфере се развијају под јаким међусобним утицајима. Стога се било какве промене у некој од њих, укључујући и оне проузроковане људском делатношћу, неминовно одражавају у мањим или већим изменама осталих сфера.

Атмосфера има одлучујући значај за развој многих појава и процеса који се дешавају у осталим трима сферама. Она преображава енергију Сунчевих зракова, задржава примљену топлоту и штити Земљину површину од расхлађивања. Истовремено она слаби деловање космичких и Сунчевих ултраљубичастих зракова на живи свет Земље. Ови зраци су смртоносни за већину микроорганизама, а врло штетно утичу и на човечији организам ако је изложен њиховом дужем дејству. Атмосфера даје живом свету неопходни кисеоник односно угљен диоксид. Она омогућује кружење воде у природи, а тиме и постојање разноликих облика метеорских и копнених вода као и разноврсне видове живота по целој површини Земље. Најзад, атмосфера је и одличан „заштитни оклоп"; сагарајући милијарде метеора који улећу у њу, она штити од директних погодака живи свет на нашој планети.

Атмосфера је невидљива, али је стално посредно осећамо: жега и мраз, киша и снег, тишине и ветрови итд. Све те појаве су последица процеса насталих у атмосфери под утицајем Сунчеве радијације[5]) и при узајамном деловању њених најнижих слојева са горњим слојевима осталих трију сфера.

Када би Земља остала без атмосфере, природа наше планете била би сасвим друкчија. Пре свега, не би било живог света. Не би се чуо никакав звук. Он се не простире кроз безваздушни простор. Не би било ни преламања Сунчевих зракова, те би небо било потпуно црно, док би се дан и ноћ тренутно смењивали. Средња годишња темпера-

---

[1]) Од грч. atmós — пара и грч. spháira — лопта, тј. гасовити омотач.

[2]) Од грч. hydor — вода и грч. spháira — лопта, тј. водени омотач.

[3]) Од грч. líthos — стена и грч. spháira — лопта, тј. стеновити омотач.

[4]) Од грч. bios — живот и грч. spháira — лопта, тј. омотач са живим светом; под биосфером се подразумева и сав живи свет на Земљи.

[5]) Од лат. radiare — зрачити, исијавати.

тура Земљине површине била би за 37° C нижа од савремене. Дању би се стене загревале чак и преко 100° C, док би им ноћу температура падала до —100° C. У рељефу наше планете не би било никаквих облика образованих деловањем ветра нити падавинским и текућим водама. Без свог „заштитног оклопа“, атмосфере, Земља би била изложена непрекидном метеоритском[1]) бомбардовању. Њен рељеф би био сличан садашњем Месечевом рељефу.

Наведени примери показују да је атмосфера значајна макрокомпонента Земљине површине. *Са осталим сферама она сачињава недељиву целину природе наше планете, саставни део њених разноликих предеоних зона, дајући им одређене временске и климатске карактеристике.*

2. ГРАНИЦЕ АТМОСФЕРЕ

Доња граница атмосфере је јасно одређена: њу представљају површина Светског мора, копно и површине водних објеката на копну. Међутим, горња граница атмосфере не може се одредити, јер она на великим висинама прелази поступно у врло разређени гасовити међупланетарни простор. Условно је прихваћена тзв. *физичка граница атмосфере;* она је изнад полова на висини од 21.644 км, а изнад полутара на висини од 35.711 км. На тим висинама изнад Земљине површине изједначене су вредности силе Земљине теже и центрифугалне силе, те су гасовите честице атмосфере у могућности да одлете у међупланетарни простор. Треба нагласити да је физичка граница атмосфере многоструко пута виша од горње границе атмосфере, која се може одредити проматрањем неких оптичких појава у њој.

Поларна светлост представља светлење разређених гасова атмосфере под утицајем јонизованих честица које израчује Сунце. Повремено запажање поларне светлости и на висинама од преко 1.000 км указује на постојање атмосфере високо изнад Земљине површине. Са практичног становишта могла би се усвојити за горњу границу атмосфере висина на којој престаје појављивање поларне светлости — у просеку око 1.000 км изнад Земљине површине.

Сагоревање метеора почиње најчешће на висини од 160 до 180 км, док је њихово најјаче светлење на висини од 50 до 60 км изнад Земљине површине. Метеори улећу у атмосферу брзином од 11,2 до 64 км/сек. Због толиких брзина метеора ваздушне честице нису у стању да се склоне устрану, него се сабијају до усијања на њиховим чеоним странама, због чега се они запале и изгоре. Приближно од 20 милиона метеора који улете у Земљину атмосферу само је један толике величине да не сагори потпуно, већ пада у Светско море или на копно.

Сребрнасти облаци се указују на висинама од 79 до 84 км изнад Земљине површине. По неким подацима достижу и висину до 90 км. Толико су танки да се звезде виде кроз њих. Запажају се само због

[1]) Од грч. metéora — небеска појава; метеори који падају на Земљину површину називају се метеорити.

свог сребрнасто-плавичастог сјаја, који се јасно издваја на тамној позадини неба. Највише их је на северној страни хоризонта и нарочито између 50 и 75° с. ш. и 40 и 60° ј. ш. у тренутцима када је Сунце испод хоризонта 5—13°. Крећу се претежно од истока ка западу брзином до 250 м/сек. Сматра се да у њиховој грађи има ледених кристала, али она још није проучена (*72*, 448).

3. САСТАВ АТМОСФЕРЕ

Атмосферски ваздух није никакво хемијско једињење, него механичка **смеша гасова** заступљених у постојаним међусобним сразмерама и разних **примеса** у променљивим количинама. Ваздух без примеса, у које спада и водена пара, назива се **суви ваздух**; његови стални **састојци** су следећи гасови: азот (N_2), кисеоник (O_2), озон (O_3), аргон (Ar), угљен диоксид (CO_2), неон (Ne), хелиум (He), метан (CH_4), криптон (Kr), водоник (H_2), азот оксид (N_2O), ксенон (Xe), амонијак (NH_3), супероксид водоника (H_2O_2), јод (J) и радон (Rn). Само прва два гаса, азот и кисеоник, сачињавају 99% запремине атмосферских гасова у сувом ваздуху, чији је просечан састав дат у таб. 1.

Таб. 1. — Просечан састав сувог ваздуха у процентима запремине (*72*, 94)

Азот (N_2)	78,084	Водоник (H_2)	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Кисеоник (O_2)	20,946	Азот оксид (N_2O)	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Аргон (Ar)	0,934	Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Угљени диоксид (CO_2)	0,033	Озон (O_3)	$1,0 \cdot 10^{-6}$
Неон (Ne)	$1,80 \cdot 10^{-3}$	Супероксид вод. (H_2O_2)	$1,0.10^{-7}$
Хелиум (He)	$5,24 \cdot 10^{-4}$	Амонијак (NH_3)	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Метан (CH_4)	$2,0 \cdot 10^{-4}$	Јод (J)	$3,5 \cdot 10^{-9}$
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	Радон (Rn)	$6,0 \cdot 10^{-18}$

По тежини азот сачињава 75,60% ваздуха, кисеоник 23,10%, аргон 1,29% и угљен диоксид 0,05% (*72*, 94).

Сваки гас атмосфере има одређена својства са којима се треба упознати бар у основним цртама.

Азот је инертан гас. У атмосфери се спаја са кисеоником и водоником само при електричним пражњењима, образујући *амонијак* (NH_3) и *шалитрену киселину* (NH_4OH). Падавине излучују ове материје на земљу — просечно 1,25 до 10 кг годишње на површини од једног хектара. На тај начин тле добија природно гнојиво из атмосфере, обнављајући своју плодност. Томе доприносе и неке врсте бактерија, које живе у тлу; оне везују слободни атмосферски азот у органска једињења (најзначајније су беланчевине) потребне за исхрану биљака и животиња. Друге врсте бактерија разлажу остатке угинулих животиња и биљака и враћају азот у атмосферу. Тако азот учествује у

биолошком кружењу материја у природи: азот у атмосфери — азот у организмима — азот у атмосфери. Циклус таквог кружења укупне масе азота у атмосфери траје по К. Ору (*54,* 8) око 100 милиона година.

Кисеоник је врло активан гас. У атмосфери га има $1,5 \cdot 10^{15}$ тона, што је само 0,01% од његове количине у Земљиној кори (у којој учествује у саставу многих минерала). Кисеоник је значајан као метеоролошки климатски чинилац јер слаби Сунчево светлосно зрачење (*20,* 56). Он омогућава дисање и сагоревање. Биљни свет наше планете ослобађа годишње процесом фотосинтезе око 400 милијарди тона кисеоника. Он такође учествује у биолошком кружењу материја у природи: кисеоник у атмосфери — кисеоник у организмима — кисеоник у атмосфери; трајање овог циклуса износи око 3.000 година (*2,* 8).

Угљен диоксид је не само значајан састојак атмосфере, него и врло важан метеоролошки климатски чинилац. Он интензивно апсорбује део дуготаласних зракова (од 12 до 16,3 μ) које излучује Земљина површина и тиме утиче на њен биланс зрачења. Биљни свет користи за своје потребе годишње око 550 милијарди тона угљен диоксида: зелене биљке га разлажу процесом фотосинтезе, узимајући из њега угљеник за своју исхрану, а ослобођајући кисеоник. У Светском мору је растворено око 50 пута више угљен диоксида него што га има у атмосфери. И поред огромне потрошње угљен диоксида у природи, његова количина у атмосфери се повећала за последњих 50 година због све веће употребе чврстих и течних горива, која су неопходна све развијенијој индустрији. И угљен диоксид има свој циклус кружења у природи који за сву његову масу у атмосфери траје по К. Ору (*54,* 8) само једну до три године.

Озон је непостојан гас — алотрописки облик молекуларног кисеоника. Он је веома значајан метеоролошки климатски чинилац. Највише га има у атмосфери на висинама од 10 до 50 км (у тзв. *озоносфери);* највећа му је концентрација у слоју од 20—25 км изнад Земљине површине, одакле се смањује како према Земљи, тако и према већим висинама. Озон апсорбује највећи део Сунчевих ултравиолетних зракова, који имају јако бактерицидно дејство, али су биолошки и штетни: изазивају еритем (црвенило) коже, крвне болести, разлажу беланчевине и др. Озона има и у приземним слојевима атмосфере, где се образује при електричним пражњењима за време непогода. Раније се сматрало да је озон користан због наводног освежавања ваздуха. Експериментима је утврђено да је врло опасан за човечија плућа: човек који проведе свега два часа у ваздуху који садржи два милионита запреминска дела озона осећа јако гушење и изнурен је; да би се повратио потребан му је опоравак од неколико дана, а кашаљ који се јавио као последица удисања повећане концентрације озона престаје тек после неколико недеља (*54,* 232).

Остали гасови атмосфере, састојци сувог ваздуха, немају већи значај.

Међу примесама највећи значај има **водена пара.** Образује се испаравањем воде са површине Светског мора, копна и биљног покривача (транспирација) — сваког минута испари просечно око милијарду тона

водене паре (*54,* 161). У приземним слојевима атмосфере садржај водене паре по запремини креће се од 0,2% у поларним областима до 2,6% у екваторијалној области; на висини од 1,5—2 км изнад Земљине површине има је упола мање (*72,* 93). Водена пара има већи значај као метеоролошки климатски чинилац него било који други гас у атмосфери. Она врло интензивно апсорбује Сунчеву радијацију у њеном црвеном и инфрацрвеном делу спектра, као и инфрацрвене зраке које Земља израчује, утичући тиме на њен биланс зрачења.

Поред поменутих гасова приземни слој атмосфере садржи већу или мању количину *ледбећих примеса:* честице прашине, вулкански пепео, чађ, честице соли, споре биљака, бактерије и др. Оне се називају заједничким именом **атмосферски аеросоли.** Ове честице су врло ситушне (пречник јона до 10^{-8} см, капљица воде до 10^{-5} см), тако да их у једном кубном сантиметру ваздуха може бити неколико милиона.

Виши слојеви атмосфере имају такође примеса. Тако је 1936. године посредно утврђено постојање атома натријума на висини од 80 км, а последњих година је констатовано да се на висини од 130—150 км изнад Земљине површине налазе и атоми калцијума, магнезијума и гвожђа (*36,* 26—27). Још није објашњено како су и када атоми тих метала доспели на толике висине.

4. ПОСТАНАК АТМОСФЕРЕ

Полазећи од Шмитове хипотезе о постанку Сунчевог система В. А. Соколов издваја четири стадијума у историји развитка Земљине атмосфере, које је сажето изложио Х. К. Јури (*31,* 33—38). *У првом стадијуму* постојао је огроман облак од гасова и космичке прашине. Од њихове материје образована је Земља, као згуснута маса у том облаку, док је њена првобитна атмосфера садржавала водоник и хелиум. *У другом стадијуму* настало је загревање Земље због распадања радиоактивних материја и издвајање у атмосферу неких гасова, какви и сада избијају из Земљине унутрашњости при вулканским ерупцијама. Али, сем њих, радиоактивним распадањем једног од изотопа калиума почело је издвајање инертног гаса аргона (*54,* 21). *У трећем стадијуму* настаје постепено хлађење Земљине површине и издвајање угљен диоксида и молекула азота, док се молекули кисеоника појављују у незнатној концентрацији. *У четвртом стадијуму,* који је означен као *биогени,* почиње због појаве биљних организама биохемијско трошење угљен диоксида из атмосфере, а издвајање слободног кисеоника. Међу атмосферама планета Сунчевог система једино Земља садржи слободан кисеоник. По проучавањима М. Грегора (1927 год.) кисеоник се појавио у атмосфери пре две милијарде година.

Венерина атмосфера садржи знатну количину угљен диоксида, а запажено је и присуство азота. Раније се сматрало да на њој уопште нема воде и кисеоника. По одблесцима у облачним слојевима Венере совјетски академик Н. П. Барабашев (1949.) је закључио да на тој планети постоје пространи водени басени, што су касније потврдили и амерички астрономи М. Мензели и Ф. Уилип (1955.) По мишљењу Барабашева у Венериној атмосфери има и слободног кисеоника. Сматра се да се густи облаци, који обавијају Венеру, састоје од прашине; ова одбија жуте зраке из Сунчевог спектра, због чега је небо на Венери жуте боје (*19,* 72—73).

Марсова атмосфера по проучавањима совјетског академика В. Г. Фесенкова састоји се, као и Земљина, претежно од азота и има притисак од свега 46 мм Hg. Али, у њој има око 13 пута више угљен диоксида него у Земљиној атмосфери. На Марсу постоји и смена годишњих доба: то се запажа по променљивости површина танког снежног покривача и тамно зелених површина, за које се предпоставља да представљају биљни свет, сличан тундри на нашој пла-

нети. Слободни кисеоник није откривен у Марсовој атмосфери, али има аргона, који настаје при распадању неких радиоактивних материја. А. И. Лебедински сматра да на Марсу постоје довољне количине воде, али залеђене и покривене прашином из бесконачних пустиња те планете (*19*, 81).

5. ВЕРТИКАЛНА СТРУКТУРА АТМОСФЕРЕ

Масу атмосфере сачињавају гасови чија укупна тежина износи 5,144 квадрилиона (10^{15}) тона (*36*, 407). Али, и ако се ради о огромној тежини, она одговара тек једном милионитом делу тежине Земље. Сама маса атмосфере сконцентрисана је претежно у њеним нижим слојевима — 99% масе атмосфере је у слоју до 36 км висине изнад Земљине површине; у високим слојевима она је јако разређена, што показује овај пример: 1 $км^3$ приземног ваздуха тежак је 1.250.000 тона, а на висини од 170 км свега 60 грама (*54*, 24).

Атмосфера се дели на пет главних слојева (сл. 1), који се називају *сфере*. Оне су издвојене по својеврсним променама температуре ваздуха са висином, а поред тога оне се разликују и по свом саставу и електричним својствима. У таб. 2 дата је терминологија сфера и прелазних слојева атмосфере (коју је 1951. године препоручила Међународна унија за геодезију и геофизику).

Таб. 2 — Терминологија атмосферских слојева

Сфера	Просечна висина горње и доње границе у км	Прелазни слој
Тропосфера[1])	0 — 11	Тропопауза[2])
Стратосфера[3])	11 — 40	Стратопауза[4])
Мезосфера[5])	40 — 80	Мезопауза[6])
Термосфера[7])	80 — 800	Термопауза[8])
Егзосфера[9])	изнад 800	

[1]) Грч. tropein — кретати се; sphaira — лопта, тј. сфера у којој се дешавају извесна кретања, промене.

[2]) Грч. tropein — кретати се; pausis — застој, мир, тј. слој у којем престају кретања.

[3]) Лат. stratus — слој; грч. sphaira — лопта; раније се сматрало да су у овом делу атмосфере гасови распоређени по слојевима: тежи ближе Земљи, а лакши на већим висинама.

[4]) Лат. stratus — слој; лат. pausis — застој, мир.

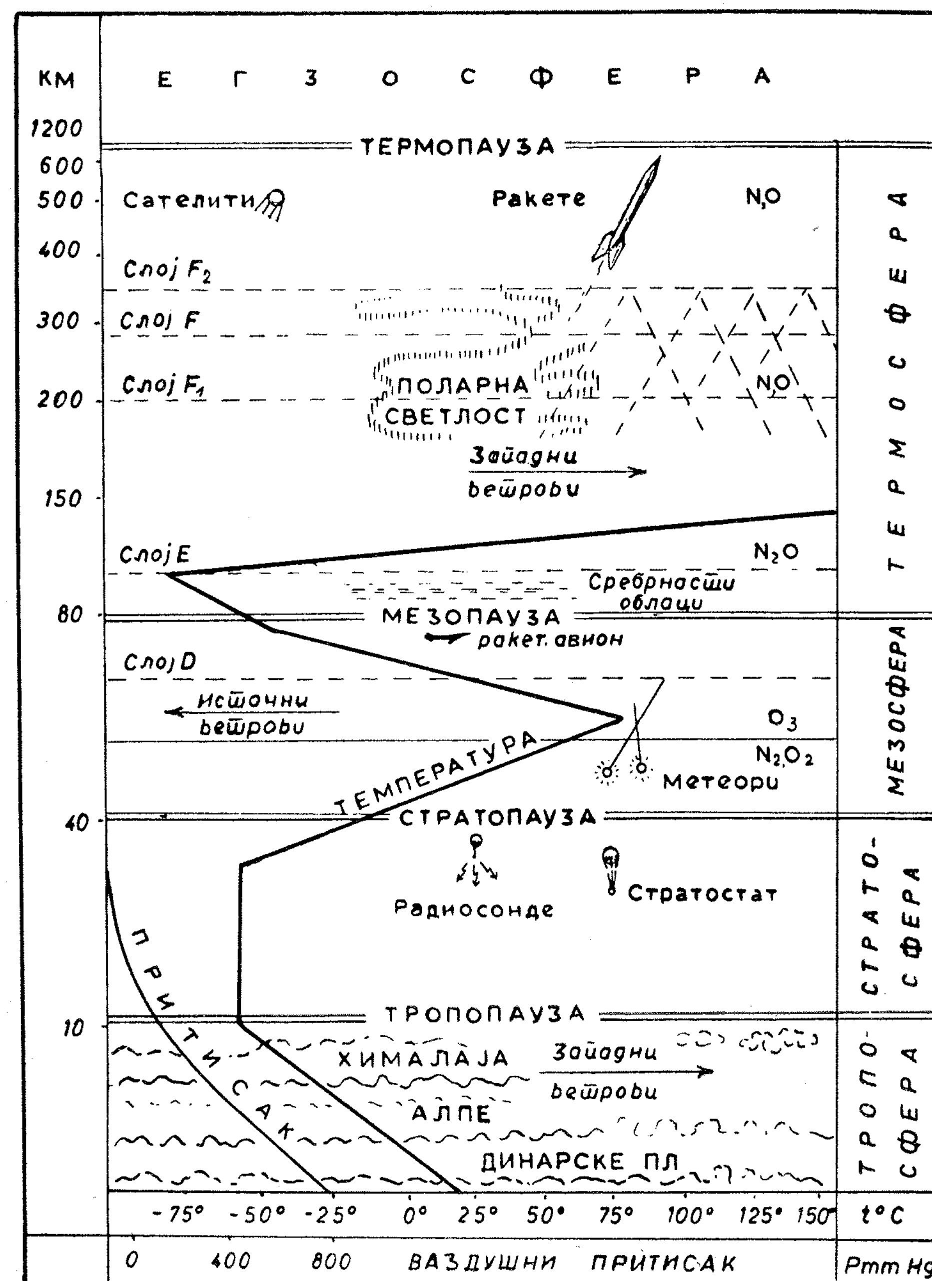
[5]) Грч. mesos — средњи, у средини; грч. sphaira — лопта.

[6]) Грч. mesos — средњи, у средини; лат. pausis — застој, мир.

[7]) Грч. therme — топлота; грч. sphaira —лопта, тј. сфера у којој су високе температуре атмосфере.

[8]) Грч. therme — топлота; лат. pausis — застој, мир.

[9]) Грч. ekso — изван, ван; грч. sphaira — лопта, тј. вањски, спољни омотач атмосфере, њен највиши слој.



Сл. 1. — Грађа атмосфере

Тропосфера је најнижи и најгушћи слој атмосфере. Она садржи око 80% масе атмосфере. Горња граница тропосфере повишава се од полова према полутару. Њена просечна висина износи: 8—10 км у поларним, 10—12 км у средњим ширинама и 16—18 км у екваторијалној области.

Тропосфера се не загрева непосредно од Сунчевих зракова, које лако пропушта. Сунчевим зрачењем загрева се Земљина површина. Део примљене топлоте Земља враћа у атмосферу својим дуготаласним зрачењем. Тропосфера апсорбује највећи део израчене топлоте. Стога је природно да су њени нижи слојеви топлији од виших. То потврђује и мерење температуре ваздуха у тропосфери: температура опада просечно за 6,5° Ц при повећању висине за 1 км. Отуда је температура ваздуха на горњој граници тропосфере изнад полова 52—65° С испод нуле, а изнад полутара она се спушта и преко 80° С испод нуле. Треба истаћи да би без присуства угљен диоксида у атмосфери, који интензивно апсорбује Земљино дуготаласно зрачење, температура ваздуха на површини наше планете била нижа за 21° С, тј. износила би 7° С испод нуле. Према томе, угљен диоксид делује као „топлотни регулатор“ у тропосфери.

У тропосфери се налази скоро сва водена пара, чијом кондензацијом настају облаци и падавине. У њој лебде и разноврсне честице аеросола. Због сталног кретања ваздуха састав тропосфере је практично постојан.

Тропосфера је најбоље проучени део атмосфере. У њој се дешавају многобројне појаве и процеси, који утичу на време и поднебље.

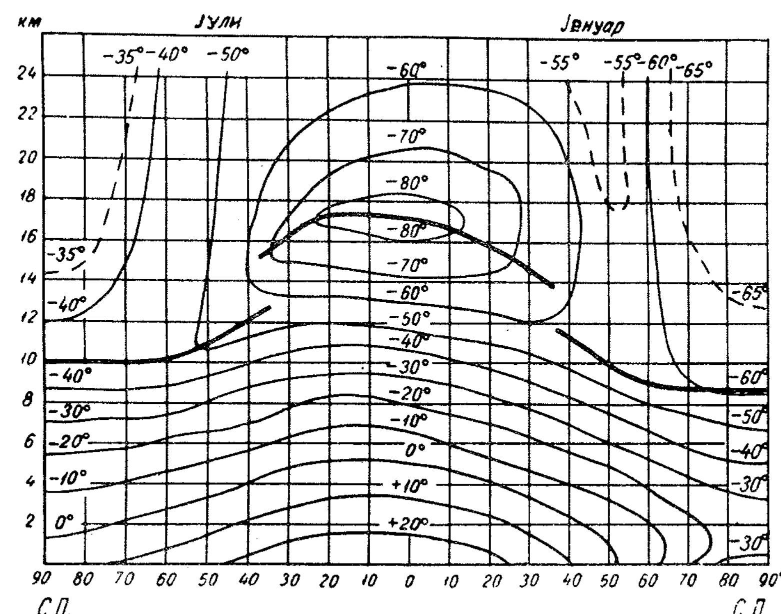
У самој тропосфери се могу издвојити три различита слоја:

1. *Приземни слој* — најнижи део тропосфере — са просечном висином до 100 м изнад топографске површине. Због непосредног додира са Земљином површином, која одаје топлоту тропосфери, у приземном слоју су велика дневна колебања температуре и влажности ваздуха. Неравнине на земљишту утичу на величину трења и смањење брзине ветра. Горња граница приземног слоја поклапа се најчешће са горњом границом радиационих магли (види стр. 121) и приземних инверзија температуре (види стр. 121).

2. *Погранични слој* лежи приближно између 100 и 1500 м, а изузетно и до 3000 м изнад Земљине површине. И у њему су изразита дневна колебања температуре и влажности ваздуха. Трење ваздуха о неравнине на површини Земље је смањено, те се брзина ветра повећава са висином. Количина аеросола минералног и органског порекла је смањена на незнатне износе, али је она и даље велика ако се појави асцедентно (узлазно) струјање ваздуха, праћено образовањем облака.

3. *Виши слој или слободна атмосфера* лежи између пограничног слоја и горње границе тропосфере. Са изузетком високих планина не осећају се утицаји неравнина у рељефу на правац и брзину ветрова. Дневне амплитуде температуре и влажности ваздуха опадају са висином. Уз постојање довољних количина водене паре, услови за кондензацију су погодни током целе године, па се у овом слоју тропосфере образују сви типови облака.

Тропопауза представља прелазни слој између ниже тропосфере и више стратосфере. Има незнатну дебљину — 500 до 2000 м. У њој температура опада са висином мање од 0,2° С на 100 (у тропосфери 0,65° С/100 м). Висина тропопаузе се мења: она је над неким местом нижа зими и у циклону, а виша лети и у антициклону. Није јединствени слој који раздваја тропосферу од стратосфере, него је испрекидана на додирима различитих ваздушних маса (сл. 2).



Сл. 2. — Положај тропопаузе (дебља линија) и просечна расподела температуре на северној полулопти у јулу и јануару (по С. П. Хромову)

Стратосфера лежи између ниже тропосфере и више мезосфере, приближно до висине од 35—40 км (по неким подацима и до 50 км) изнад Земљине површине. Као што се види на сл. 1, у њој преовлађује хомотермија. Просечна температура на горњој граници стратосфере блиска је 0° С и креће се у границама између —20° и +20° С. Садржај водене паре је незнатан, па ипак, повремено се запазе тзв. *седефасти облаци* — на висинама између 20 и 30 км. Предпоставља се да се састоје од најситнијих капљица прехлађене воде.

Раније се сматрало да су гасови у стратосфери распоређени по својим особинама у различите слојеве, при чему би тежи испуњавали ниже, а лакши гасови више слојеве. Због тога је овај део атмосфере и назван стратосфера. Каснијим испитивањем је утврђено да је састав стратосфере врло близак саставу тропосфере. Изузетак је само велика концентрација озона, нарочито у слоју који лежи на висини од

20—25 км. Иначе, има га доста у слоју који лежи између 10 и 50 км висине изнад Земљине површине, па је овај слој по њему назван *озоносфера*.

У доњим слојевима стратосфере преовлађују западни ветрови, а у горњим, нарочито лети, источни ветрови — карактеристични за мезосферу.

Стратопауза је прелазни слој између ниже стратосфере и више мезосфере. Има дебљину до 5 км. Одликује се наглим порастом температуре, што је последица озонове апсорпције Сунчевих ултраљубичастих зракова.

Мезосфера је слој атмосфере између ниже стратосфере и више термосфере. Почиње приближно на висини од 40 км, а завршава се на висини од 80 км изнад Земљине површине. Почетак мезосфере се одликује наглим порастом температуре са висином; њен максимум је приближно на висини од 55 км и достиже којипут и преко +50° C. Ово повишавање температуре је последица концентрације озона, који апсорбује Сунчеве ултравиолетне зраке, као и Земљине дуготаласне топлотне зраке, загревајући на тај начин високе слојеве атмосфере. Изнад висине од 55 км температура се поново снижава и на горњој граници мезосфере достиже до —80° C.

Горњи слој мезосфере, изнад висине од 55 км, одликује се појачаном турбуленцијом[1]). По кретању сребрнастих облака утврђено је да у њему има врло снажних ветрова, чија брзина достиже до 250 м/сек (*72*, 449).

Мезопауза је прелазни слој у атмосфери између ниже мезосфере и више термосфере. Има приближну дебљину од 5 км, а лежи на висини између 80 и 85 км (по неким подацима —*72*, 227 — између 85 и 90 км) изнад Земљине површине. У мезопаузи престаје нагло опадање температуре ваздуха, карактеристично за виши слој мезосфере. Она се зауставља приближно на —75° до —80° C, после чега почиње њен поновни пораст.

Термосфера је слој атмосфере између ниже мезосфере и више егзосфере. Лежи између 80 и 800 км изнад Земљине површине. Одликује се непрекидним повишавањем температуре и на висини од 200 км, где су сви гасови атмосфере заступљени само својим атомима, достиже до +250° C.

Ваздушне честице у термосфери — молекули у нижим а атоми гасова у њеним вишим слојевима — *наелектрисане су позитивним и негативним електрицитетом. Такве честице се називају* **јони**[2]). Они настају *процесом јонизације:* под утицајем космичких зракова и Сунчеве ултравиолетне и корпускуларне[1]) радијације од неутралних молекула и атома издваја се један или више електрона; преостали део молекула или атома постаје позитивно наелектрисан; ослобођени електрони присаједињују се неутралним молекулима или атомима, те ови постају негативно наелектрисани. Концентрација јона је различита: у 1 см³ ваздуха изнад саме Земљине површине има око 1.000 јона, на висини од 120—150 км око 200.000, док на висини између 200 и 500 км тај број достиже вредности између 500.000 и 1.000.000 (*72*, 200). Са повећањем броја јона расте електропроводљивост ваздуха у термосфери, која се, када је у питању њена електропроводљивост, назива и **јоносфера.**

¹) Од лат. turbulentus — немиран, буран.

²) Од грч. ion — онај који се креће. Према величини и покретљивости деле се на следеће типове јона: лаке (са пречником приближно 10^{-8}—10^{-7} см), средње, тешке и ултратешке (пречник око 10^{-4} см). Најпокретљивији су лаки јони, чија се концентрација повећавања приближно за 1000 у 1 см³ на свака 2 км висине. Лаки јони имају и највећу улогу у електропроводљивости ваздуха (*1*, 201).

Проучавањем јоносфере баве се *јоносферске опсерваторије.* Оне располажу посебним радиоуређајима. Они емитују у атмосферу импулсе радио-таласа (најчешће трајање импулса износи око 100 мк-сек) у одређеним временским интервалима. Продирући кроз јоносферу радиоталаси се заустављају у слојевима са повећаном концентрацијом јона, а затим одбијају према Земљи где се у јоносферској опсерваторији хватају као један или више ехо-сигнала. Предпоставља се да се радиоталаси крећу подједнаком брзином у оба правца. Мерењем времена протеклог од поласка импулса радио-таласа па до повратка његовог ехосигнала утврђује се тзв. *еквивалентна висина слоја* од којег се талас одбио. Тако је утврђено да у јоносфери постоји неколико слојева са повећаном концентрацијом јона. Ти слојеви су означени великим словима абецеде. При томе се пошло од слова D, јер се предпостављало да ће евентуално бити откривени нови слојеви, који би се означили са A, B и C. Веровало се да они леже испод слоја D.

Најнижи јонизовани слој — *слој* **D** — налази се на еквивалентној висини од 80 км; он постоји само дању, када апсорбује радио-таласе средњих дужина. Зато су дању боље радио-везе на кратким таласима (10—50 м). *Слој* **E** лежи на висини од 90 до 120—150 км; у њему се налази доња граница појављивања поларне светлости у атмосфери. Слој E није потпуно хомоген, па се на његовој горњој граници у новије време издваја још и *слој* $\mathbf{E_2}$. На висинама од 200 до 500 км налазе се два слоја: нижи је *слој* $\mathbf{F_1}$, чија је еквивалентна висина око 260 км изнад слоја Земљине површине; *слој* $\mathbf{F_2}$ лежи на еквивалентној висини од око 320 км. Изнад слоја F_2 повремено се појави *слој* **G** (*72*, 200). Висина и степен јонизације поменутих слојева мења се у току дана и године. Ноћу је јонизација ослабљена због престанка директне Сунчеве радијације. Тада су боље радио-везе на дугим таласима (1.000—3.000 м). Без постојања слојева са повећаном концентрацијом јона биле би немогуће радио-везе на великим удаљеностима. Зато њихово проучавање има и врло велики практични значај.

Термопауза је прелазни слој између ниже термосфере (јоносфере) и више егзосфере.

Егзосфера лежи на висини од 800 до 3.000 км изнад Земљине површине. У њој је ваздух толико разређен да се може поредити са вакуумом који се ствара у савременим физичким лабораторијама. Док је изнад мора слободан пут који прелазе честице ваздуха од једног

¹) Од лат. corpusculum — мало тело.

судара до следећег дужине једног стохиљадитог дела сантиметра, дотле он у егзосфери достиже стотине метара. Брзина којом се крећу честице ваздуха већа је од 11 км/сек, због чега неке од њих — пре свега јони водоника, а затим азота и кисеоника — одлазе из егзосфере у међупланетарни простор[1]).

---

[1]) Изнад егзосфере може се издвојити највиши слој Земљине атмосфере — **геокорона** (од грч. ge — Земља и лат. corona — руб, ивица) приближно до висине од 20.000 км изнад Земљине површине Она се претежно састоји од јона водоника, (*72*, 169).

ДРУГА ГЛАВА

ПРОУЧАВАЊЕ АТМОСФЕРЕ

1. РАЗВОЈ ПРОУЧАВАЊА АТМОСФЕРЕ

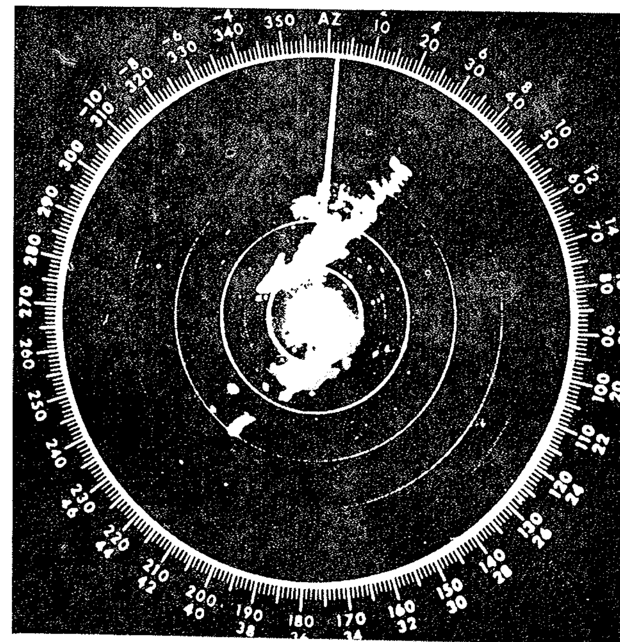
Многе појаве у атмосфери значајне су у животу људи. За то постоје безбројни примери, те можемо указати само на неке. Познато је, на пр., да нагле промене времена различито утичу на развој појединих обољења; изненадна захлађивања изазивају прехладу, катар горњих дисајних путева, ангине, бронхопнеумоније, упалу зглобова и др., брзо опадање ваздушног притиска изазива крварење код паралитичара, искашљавање крви и повишење температуре код болесника са туберкулозом плућа, док се у зимским и пролећним месецима за време густих магли са дужим трајањем појављују праве епидемије грипа (*63*). Обилне падавине биле су понекад узрок катастрофалних поплава; по овима је нарочито позната долина доњег тока Хонангхоа, који се у току последњих четири хиљада година изливао око 1600 пута; само у поплавама ове реке, које су се догодиле 1887. и 1889. године, изгубило је животе око два милиона људи (*51*, 53). Дуге суше су биле узрок смрти многих милиона људи од глади, јер су уништавале биљне културе и жетву; само у Бенгалу, који је подељен између Индије и Пакистана (1947. год.), умрло је од глади 1945. године 3,2 милиона људи (*53*, 553—555). Катастрофалне поплаве и катастрофалне суше прате човечанство од његовог постанка. Зато је сасвим природно што је од давнина било покушаја да се објасне појаве у атмосфери, толико значајне у животу људи.

Прва систематска осматрања најважнијих атмосферских појава вршили су још Вавилоњани — пре више од шест хиљада година. Египћани и Грци су приступили томе касније; поуздано се зна да су они располагали направама за мерење брзине и правца ветра, сличне савременом ветроказу, као и да су мерили количину падавина. У Римској империји вођене су прилично исцрпне белешке о времену и његовим променама (*36*, 6). Ипак, требало је да прође још много векова, док проматрања неких атмосферских појава нису добила научну основу. Први корак у том правцу учинио је Г. Галилеи 1597. године, када је пронашао термометар, а затим је Торичели 1643. године пронашао барометар. Касније су конструисани и други инструменти, што је омогућило инструментална мерења у проучавању неких атмосферских појава. Дотадашње скоро искључиво квалитетне карактеристике некојих појава, замењене су или допуњене и њиховим квантитетним особеностима.

Најстарија инструментална проматрања започета су у Фиренци 1654. године, а потом у Паризу од 1658. године, у Лондону од 1666. године, на западној обали Африке од 1682. године, у Кини од 1698. године, у Петербургу (Лењинград) од 1724. године итд. Треба напоменути да су прва инструментална проматрања и мерења атмосферских појава била нередовна, краткотрајна, а осматрачи недовољно обучени. Касније се томе приступало организованије. В. Беринг ствара 1733. године прву *мрежу метеоролошких станица*. Манхајмско метеоролошко друштво организује 1780. године мрежу са 39 станица, а затим се оне оснивају и у другим цивилизованим земљама: 1847. у Немачкој, 1849. у Русији, 1851. у Аустрији (овом је био обухваћен и северозападни део наше земље), 1854. у Енглеској, 1855. у Француској итд (*22*, 6).

У нашој земљи најстарија инструментална проматрања метеоролошких појава започета су у Београду 1851. године. Проматрања је водио професор Велике школе у Београду В. Јакшић, који у публикацији „Statistique de Serbie“ за 1857. годину објављује резултате својих проматрања за период 1851—1856. У Загребу су проматрања започета 1853. године, али су била нередовна. Безпрекидни низ мотрења метеоролошких појава у Загребу (Грич) постоји од 1. децембра 1861. године, која је током 30 година водио професор И. Стожир (*35*, 41). На територији Босне и Херцеговине редовна осматрања метеоролошких појава организовала је окупациона аустријска војска 1879. године, када су основане станице у Сарајеву, Тузли и Мостару. Три године касније проматрања су преузеле грађанске власти, које 1894. године оснивају метеоролошку станицу на Бјелашници (2.067 м). У осталим крајевима наше земље (у Црној Гори, на Косову и Метохији и у Македонији) инструментална проматрања метеоролошких појава започета су касније — у многим местима тек после I светског рата (*35*, 42). Сада метеоролошка проматрања на територији СФРЈ води Савезни хидрометеоролошки завод преко републичких завода.

Скоро све метеоролошке станице леже на мањим надморским висинама, те су њихова проматрања везана за *ниже слојеве атмосфере*. Али, појединци су обраћали пажњу и проучавању *виших слојева атмосфере:* Перие (Perier) мери ваздушни притисак од Клермон Ферана до врха Пи д Дом (Puy de Dome), високог 1.465 м, већ 1649. Касније, 1788. године, Сосир (Saussire) мери температуру ваздуха и ваздушни притисак на разним висинама Мон Блана. Та и слична каснија проматрања метеоролошких појава везана су за проучавање атмосфере у планинама. Међутим, проучавање *виших слојева слободне атмосфере* започето је 1804. године; тада је академик Захаров вршио мерење температуре и ваздушног притиска летећи у ваздушном балону; он се подигао до висине од 2.480 м, што је за оно доба сматрано скоро недостижно. Следећих година то су чинили и многи други научници, чиме су систематски почета проучавања виших слојева атмосфере (*36*, 14).



Сл. 3. — Екран метеоролошког радара — беле мрље представљају облаке; облак са правцем пружања A = 35° представља хладни фронт са кумулусима који се налазе скоро на правој линији

Пред крај прошлог века почиње примена мањих ваздушних балона од еластичне гуме. Напуњених водоником, знатно лакшим од ваздуха, такви балони су се издизали до стратосфере носећи под собом привезан *метеорограф*[1]) — апарат који је убележавао за сво време лета промене температуре ваздуха, његов притисак и влажност. Захваљујући употреби метеорографа, пред I светски рат била је већ добро позната грађа и особине атмосфере до висине од 12 км. Између два рата почела је примена *радио-сонди*[2]), које су окачене за балоне испуњене водоником достизале до висине од 38 км изнад Земљине површине. Мали емисиони апарат из радио-сонде шаље за цело време лета балона податке о температури, притиску и влажности ваздуха, док се по кретању балона са земље може утврдити правац и брзина ветра на одговарајућим висинама. Пред II светски рат метеоролози су у основи познавали грађу и особине атмосфере до висине од око 40 км — тј. тропосферу и стратосферу.

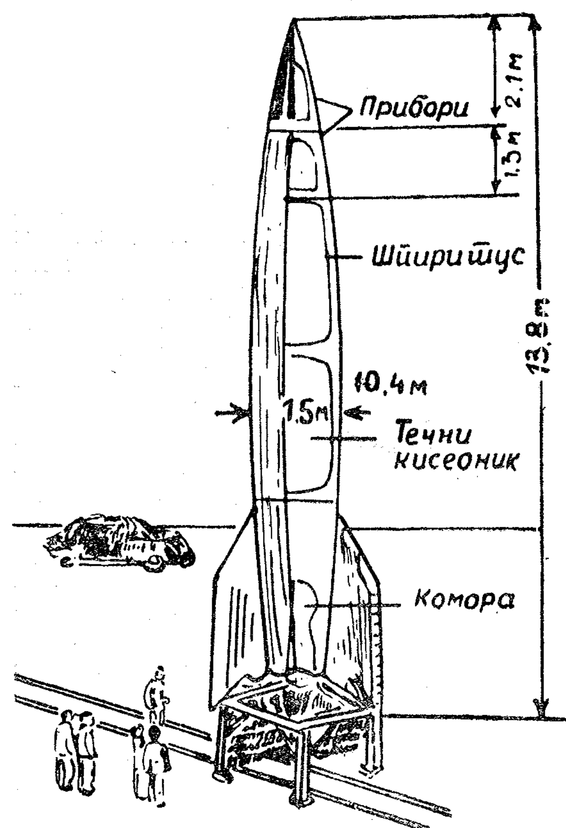
После II светског рата за проучавање атмосфере користе се и сасвим нова средства: радар, ракете и вештачки сателити.

Примена радара у проучавању атмосферских појава заснива се на својству одбијања радио-таласа од крупних водених капљица и ледених честица, које се налазе у облаку или у зони са падавинама. Одбијене радио-таласе прихвата врло осетљиви пријемник радара. На његовом екрану виде се беле светле мрље (сл. 3), које показују крај у

[1]) Од грч. metéoros — над земљом, у ваздуху; од грч. graphein — писати. У балону од еластичне гуме са запремином до 5 м^3, налази се мали балон. Када већи прсне на висини, он служи као падобран метеорографу. Док метеорограф лежи на земљи, балон лебди на висини од 2—3 м, показујући место пада апарата. Нађени метеорограф се може поново употребити.

[2]) од фран. sonder — испитати, истражити; радио-сонда — апарат за проучавање атмосферских појава уз помоћ радија.

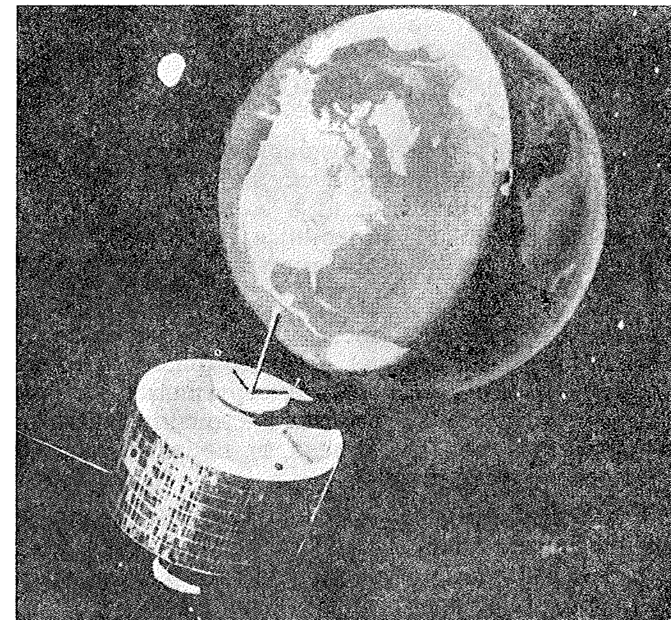
којем се излучују падавине. На екранима метеоролошких радара, какви се користе у Француској, може се поуздано утврдити појава облака и падавина у зони која има пречник до 200 км, док је домет таквих радара у САД знатно већи — до 400 км.



Сл. 4. — Изглед и пресек великих метеоролошких (геофизичких) ракета које достижу висину до 500 км

Ракете се користе за проучавање виших слојева атмосфера, нарочито термосфере. Специјалне ракете (сл. 4) достижу висину до 500 км изнад Земљине површине. На највишој тачки путање из ракета се избацују инструменти, који неоштећени доспеју до земље помоћу падобрана. Том приликом инструменти аутоматски бележе температуру ваздуха, његов састав, притисак, влажност итд. Незгодна страна проучавања атмосфере помоћу ракета је кратко трајање осматрања атмосферских појава.

Метеоролошки сателити се примењују од 1959. године. Запаженији успеси постигнути су 1960. године, применом првог метеоролошког сателита типа „Тирос“ (сл. 5). Његове телевизијске камере омогућују да се једним погледом обухвати површина оивичена странама од 800 и 1.100 км. Само за пола минута „Тирос“ сними серију од 32 клишеа, који се одмах преносе на Земљу и употребљавају у метеоролошким станицама као драгоцен допунски материјал за краткорочне прогнозе времена. Нови сателити типа „Нимбус“, располажу са три камере и снимају површине оивичене странама од 650 и 2.400 км. Опремљени су и за ноћно снимање — помоћу инфрацрвених зракова, а затим још и радаром и врло прецизним термометрима. Цео сателит типа „Нимбус“ тежак је само 225 кг. Од 1966. године употребљавају се сателити типа „Адрос“. Они се крећу истом брзином којом се Земља обрће око своје осе. Стога се увек налазе изнад истог места над Земљом. Са три таква сателита, који „лебде“ на висини од 35.000 км, може посредно да се проматра појас одређене ширине око целе Земље. То омогућава метеоролозима да дају тачније прогнозе времена.



Сл. 5. — Метеоролошки сателит типа „Тирос“ снабдевен је телевизијским камерама (од априла 1960. године) помоћу којих снима облачност над Земљом

Посебан значај за проучавање атмосферских појава у тропосфери имају специјални *авиони*, тзв. *„летеће лабораторије“*. Узлећу једном, а каткад и два пута дневно, ради прикупљања потребних података о условима летења у одређеним правцима и на одређеним висинама. Унутрашњост оваквих авиона пуна је разних метеоролошких инструмената, док је на крилима причвршћен метеорограф, термометар и мали модел авиона, који служи за проучавање услова залеђивања крила и трупа авиона при лету кроз облаке. „Летеће лабораторије“ располажу специјалним радарима. Поред пилота у њима се налази и група метеоролога, који за цело време лета (траје обично 2—3 часа) врше метеоролошка проматрања. По повратку на аеродром они дају пилотима путничких авиона извештај о најпогоднијој висини летења на појединим линијама авионског саобраћаја, како би се смањио утицај супротних ветрова на лет, могућност залеђивања крила и трупа итд.

Најзад, проучавање виших слојева атмосфере врши се и помоћу огромних ваздушних балона испуњених водоником или хелиумом. Они дижу до висине од 33 км (1958. год.) херметички затворену кабину у којој се налазе научници. С обзиром да се помоћу оваквих балона проучава углавном стратосфера они су названи *стратостати*.[1])

[1]) Од лат. stratus — слој; од лат. sto — стајати, бити где, тј. ваздушни балон који лебди у стратосфери.

Проучавањем атмосфере баве се исцрпно две науке — *метеорологија*[2]) и *климатологија*.[3]) Прва припада групи геофизичких, а друга групи географских дисциплина.

2. МЕТЕОРОЛОГИЈА

Метеорологија је наука о атмосфери. Задатак јој је да утврди законе по којима се јављају атмосферске појаве и процеси и установи њихове узајамне везе. Сврха или циљ метеорологије јесте примена њених резултата проучавања у појединим гранама народне привреде. Метеорологија се служи физичко-математичким методама проучавања. Она је ф и з и к а а т м о с ф е р е.

Прву метеорологију, под називом „Ta meteora", написао је А р и с т о т е л (у IV веку пре наше ере). Као део физике почела се развијати у XVII веку — после проналаска инструмената за мерење температуре и притиска ваздуха. Као геофизичка дисциплина метеорологија се развија од друге половине XVIII века, тј. после организовања првих мрежа метеоролошких станица.

Савремена метеорологија представља врло развијену науку, која обухвата више посебних дисциплина. Такве су: општа метеорологија, актинометрија, динамичка метеорологија, теоријска метеорологија, синоптичка метеорологија, аерологија, атмосферска оптика, атмосферска акустика, атмосферски електрицитет и др. Према групама корисника она се дели на следеће дисциплине *примењене метеорологије*: поморска метеаорологија, авиациона метеорологија, грађевинска метеорологија, пољопривредна метеорологија, медицинска метеорологија и др. У новије време говори се све чешће о физичкој метеорологији са њеном поделом на физику приземног слоја, физику пограничног слоја, физику слободне атмосфере, физику стратосфере, физику мезосфере и физику термосфере.

Општа метеорологија проучава физичко стање атмосфере, тј. њену температуру, ваздушни притисак, ветрове, влажност ваздуха и испаравање, облачност и трајање Сунчевог сијања, падавине и снежни покривач, електричне, оптичке и акустичке појаве, дакле, *метеоролошке елементе*. Њихове вредности и промене условљавају одређени т и п в р е м е н а у тренутку проматрања вредности метеоролошких елемената (као и неких *метеоролошких појава* — образовање облака, магле, росе, слане итд.). Општа метеорологија представља у основи наставну дисциплину. Без њеног познавања не може се схватити процес образовања времена и смена његових типова. Стога се она излаже у скраћеном обиму у првом делу ове књиге. У даљем излагању говориће се делимично и о предмету проучавања осталих метеоролошких дисциплина, али је потребно да то и овде истакнемо.

---

[2]) Од грч metéoros — над земљом, у ваздуху и logos — наука, закон.

[3]) Од грч. klíma — нагиб (односно упадни угао Сунчевих зракова) и logos наука, закон.

Актинометрија (или **актинологија**)[1]) проучава зрачење Сунца, Земље и њене атмосфере и преображај зрачне енергије у атмосфери. **Динамичка метеорологија**[2]) проучава кретања атмосфере и с њима повезане преображаје енергије у атмосфери. Њој је блиска **синоптичка метеорологија**[3]), која изучава кретања ваздушних маса, образовање времена и даје његову прогнозу за краћи (24—48 часова) или дужи (неколико дана) период. Дуже временске прогнозе — 3 до 6 месеци — нису поуздане, па се стога нерадо дају. **Теоријска метеорологија** решава многе проблеме метеорологије, служећи се претежно физичко-математичким методама; понекад је изједначују са динамичком метеорологијом, ма да је прва шира од друге (72, 512). **Аерологија**[4]) је метеорологија виших слојева атмосфере. Она постаје све значајнија за постојећи авионски и будући интерпланетарни саобраћај.

Предмет проучавања осталих метеоролошких дисциплина, међу њима и примењених, јасан је из њихових назива.

3. КЛИМАТОЛОГИЈА

Климатологија проучава вишегодишњи режим типова времена, тј. климу или поднебље одређеног места, неке територије, као и целе Земљине површине. Задатак јој је да објасни услове под којима се образују различита поднебља на Земљиној површини, да проучава њихов утицај на мртву и живу природу наше планете, као и да утврди промене климе у ближој и даљој прошлости. Сврха или циљ климатологије је да својим резултатима проучавања поднебља помогне у решавању разноликих проблема појединих грана народне привреде. Климатологија се служи статистичким методама проучавања. Она је својеврсна г е о г р а ф и ј а т р о п о с ф е р е.

Прва климатолошка запажања потичу још од Х е р о д о т а (из VI века пре наше ере). Њеном развоју су допринела инструментална мерења неких метеоролошких елемената, започета у XVII веку. Све до краја XVIII века она није издвајана у посебну научну дисциплину, него је сматрана за део метеорологије. За почетак савремене климатологије узима се 1817. година, када је познати немачки природњак А. Х у м б о л т (1769—1859). израдио прву карту годишњих изотерми[5]) на Земљиној површини.

Савремена климатологија представља развијену научну дисциплину, која је у најужој вези са физичком географијом, хидрологијом, биологијом и другим природним дисциплинама. Она се дели на општу климатологију и низ примењених климатологија.

---

[1]) Од грч. aktis — зрак и метрон — мера, односно logos — наука, закон.

[2]) Од грч. dinamis — сила; овде у смислу узрока кретања у атмосфери.

[3]) Од грч. syn — са, скупа и optomai — видим, тј. видим (све) скупа (на синоптичкој карти).

[4]) Од грч. aer — ваздух и logos — наука, закон.

[5]) Од грч. isos — једнак и therme — топлота; линија која спаја места једнаких температура.

Општа климатологија (или **генетска климатологија)** проучава различита поднебља на Земљиној површини, објашњавајући при томе и начине њиховог образовања. Према предмету, а делимично и методама проучавања, општа климатологија се дели на пет ужих, посебних дисциплина; то су: климатологија топлотног биланса, синоптичка или динамичка климатологија, теоријска климатологија, микроклиматологија и палеоклиматологија.

Климатологија топлотног биланса проучава биланс (приход и расход) топлоте на Земљиној површини и у атмосфери, као енергетске основе свих оних процеса који утичу на образовање одређеног типа поднебља. Она се служи подацима осматрања актинометријских станица[1]). **Синоптичка** или **динамичка климатологија** проучава улогу опште циркулације атмосфере у образовању поднебља. У ту сврху она се користи подацима метеоролошких проматрања, архивом синоптичких карата и другим подацима. **Теоријска климатологија** се налази тек у почетном стадијуму развоја. Она се користи математичким методама, да би прорачунала неке елементе климе нпр. температуру ваздуха, ваздушни притисак и др. (полазећи при томе од општих својстава атмосферских циркулација и чиниоца који утичу на образовање поднебља. **Микроклиматологија**[2]) проучава поднебље малих реона и узроке његових разлика са климом околних већих области, као и климу приземног слоја ваздуха (нижег од 2 м). Она се служи подацима не само сталних метеоролошких станица, него и повремених маршрутних микроклиматиских осматрања. **Палеоклиматологија**[3]) изучава промене климата у прошлости и узроке који су изазвали измене, користећи се при томе подацима астрономије, историјске геологије, палеогеографије, археологије, као и подацима из летописа.

Примењене климатолошке дисциплине проучавају утицај поднебља на човека, на живи свет, на различите људске делатности и објекте створене руком човека. У примењене климатолошке дисциплине убрајају се: **биоклиматологија**[4]), **терапијска климатологија**[5]) која је у најужој вези са *медицинском географијом*[6]), **туристичка климатологија**[7]), **авиациона климатологија поморска климатологија, агроклиматологија**[8]), **индустријска климатологија**[9]) и др. Предмет проучавања примењених климатологија јасан је већ из њихових назива.

Комплексна климатологија[10]) проучава поднебље као режим типова времена. Њен развој је везан за име совјетског климатолога Е. Е. Федорова, који је 1925. године објавио рад под називом „Поднебље као скуп времêна“. Комплексна климатологија се развила

[1]) Од грч. aktis — зрак и metron — мера; станице на којима се уз помоћ специјалних инструмената мери интензитет Сунчевог зрачења.

[2]) Од грч. mikros — мали, klima — нагиб и logos — наука, закон.

[3]) Од грч. palaios — стар, klima — нагиб и logos — наука, закон.

[4]) Од грч. bios — живот, klima — нагиб и logos — наука, закон.

[5]) Од лат. therapia — лечење, употреба мера и средстава за сузбијање неке болести, у овом случају одређених временских и климатских услова.

[6]) Од лат. medicina — лекарство, лек; медицинска географија је медицинско-географска дисциплина, која проучава природне и друштвено-економске одлике појединих области и њихов комплексни утицај на здравље становништва, појаву и ширење одређених болести на Земљиној површини.

само за четири деценије. Она има веома велики значај, јер је по методама рада и резултатима проучавања у најужој вези са метеорологијом, општом климатологијом и примењеним климатолошким дисциплинама. Она стиче све више присталица, тако да се из године у годину повећава број студија из комплексне климатологије.

Треба напоменути да метеоролози сматрају климатологију за једну од метеоролошких дисциплина. То је тачно само ако би била реч о *методама проучавања* појединих појава, док је она по свом *предмету проучавања* једна од главних физичко-географских дисципина.

[7]) Од франц. tourisme — кружење; у савременом смислу путовање у сврху освежавања, разоноде и образовања.

[8]) Од лат. agrarius — пољски, који се односи на поље.

[9]) Од лат. industria — радиност; сада стројна прерада добара.

[10]) Од лат. complexus — сложен; стање које обухвата све елементе неке појаве.

ТРЕЋА ГЛАВА

КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ

1. КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ И КЛИМАТСКИ ФАКТОРИ

Клима, схваћено као режим типова времена, зависи од *комплекса појава,* које се сврставају у две групе; прву чине *климатски елементи,* а другу *климатски фактори* или *чиниоци.*

Климатски елементи[1]) имају врло променљиве вредности, јер су у основи зависни од низа појава и процеса у атмосфери. Због тога су за климатологију значајне њихове *средње и екстремне вредности* запажене у одређеном периоду. Најзначајнији климатски елементи су:

1. радијација (краткоталасно и дуготаласно зрачење)
2. температура ваздуха и површине Земље
3. ваздушни притисак
4. правац и брзина ветра
5. влажност ваздуха и величина испаравања
6. облачност и трајање Сунчевог сијања
7. падавине
8. снежни покривач

Наведеним климатским елементима могли би се придодати и други, мање значајни: електрицитет у ваздуху, садржај аеросола у ваздуху и др.

Климатски фактори[2]) или **чиниоци** су практично непроменљиви. Најзначајнији су:

1. Земљина ротација
2. Земљина револуција
3. географска ширина
4. географска дужина
5. распоред копна и мора на Земљиној површини
6. надморска висина
7. рељеф. земљишта — његова експозиција[3]) према Сунцу у току дана и године
8. врста подлоге — вода, снег, лед, разни типови тла и стена итд.
9. биљни покривач — шума, њена врста и просечна старост стабала, травни покривач и његова врста, голо тле итд.

Овим климатским факторима, који су стални или се мењају веома споро, треба додати још два врло значајна али променљива чиниоца:

[1]) Од лат. elemente — основна знања, почеци, елементи.
[2]) Од лат. faktor — чинилац, творац.
[3]) Од лат. expositio — излагање.

атмосферску циркулацију уз смену и преображај ваздушних маса и делатност људског друштва (промена биљног покривача, подизање шумских заштитних појасева, изградња великих вештачких језера, изградња великих насеља итд.).

Климатски фактори мењају под одређеним условима средње вредности климатских елемената до њихових максималних и минималних величина. Они су, према томе, не само *модификатори*[1]) климатских елемената него и саме климе.

У овом поглављу изложиће се основни подаци о климатским елементима, док ће се утицај климатских чиниоца излагати посредно, на примерима, у поглављима о времену и клими.

I. РАДИЈАЦИЈА — ЗРАЧНА ЕНЕРГИЈА У АТМОСФЕРИ

Све појаве на Земљиној површини развијају се под непрекидним деловањем две супротне групе процеса. Прву групу сачињавају процеси који настају под утицајем *топлотне енергије из Земљине унутрашњости,* па се зато називају *унутрашњи* или *ендогени*[2]). Тим процесима настају вулканске појаве и разнолика кретања Земљине коре; њима је обухваћена литосфера. Другу групу чине процеси који постају под утицајем *зрачне енергије Сунца,* па се они називају *спољашни* или *егзогени* процеси; ови процеси су значајни за појаве у осталим сферама: у атмосфери, хидросфери и биосфери, а посредно и у површинском делу литосфере. Према томе, *разноврсне појаве и процеси у природи наше планете настају под утицајем топлотне енергије коју одају Земља и Сунце.*

За појаве и процесе у атмосфери, који су предмет проучавања метеорологије и климатологије, неупоредиво је значајнији утицај Сунчеве зрачне енергије.

2. СУНЦЕ КАО ИЗВОР ЕНЕРГИЈЕ

Све звезде у Космосу могу се сврстати по величини у две групе: прву сачињавају тзв. *гиганти*[3]), звезде са малом густином и великим масама, а другу *патуљци,* звезде са мањим масама али са знатно већом густином. Сунце спада у групу патуљастих звезда: његов пречник је нпр. 250 пута мањи од пречника гигантске звезде Бетелжеза у сазвежђу Ориона, док је запремина звезде Антареса 90 милиона пута већа од Сунчеве запремине!

У поређењу са члановима свог система Сунце је огромних размера. Његов пречник (1,390.600 км) је 109 пута већи од Земљиног, док му је запремина 1,300.000 пута већа од Земљине! Међутим, средња густина Сунчеве масе износи само 1,4 — тачно 4 пута мање од средње густине Земљине масе (**31**, 6). Па ипак, Сунчева маса већа је од Земљине 331.950 пута, због чега му је сила теже 28 пута већа од Земљине силе теже.

У грађи Сунца треба разликовати: језгро, видљиву површину и атмосферу.

[1]) Од франц. modificateur — преиначивач.
[2]) Од грч. endon — унутра и грч. genos — порекло.
[3]) Од грч. gigas — голем, веома велик.

Сунчево језгро има у својим централним деловима материју 7 пута гушћу од живе због притисака који достижу до 100 милиона атмосфера. Температура у језгру премаша 20 милиона степени. Толико високе температуре настају *термонуклеарним процесима:* водоник се претвара у хелиум при чему се ослобађа огромна количина енергија. Она се преноси ка вишим слојевима Сунца — ка његовој површини, атмосфери и зрачењем по Космосу.

Фотосфера[1]) је видљиви део Сунчеве површине. Она се састоји од усијаних гасова чија је температура око 6.000° С. Фотосфера има зрнасту грађу: на њеној површини запажа се безброј издужних светлих зрна — *гранула*[2]), чији пречник достиже до 2.000 км. Оне представљају неку врсту »облака« од усијаних гасова (температура око 5.700° С), који »пливају« по Сунчевој површини. Стварају се беспрекидно и распадају брже од облака у Земљиној атмосфери — постоје само по неколико минута. Сем гранула у горњим слојевима фотосфере појављује се мањи светли облици — *буктиње или факуле*[3]). Оне се изразито запажају по нешто тамнијим ивицама Сунчевог диска. Састоје се од гасова у облику облака, а температура им је, по проучавању астронома у Пулкову, виша за свега 100°С од суседних слојева (*19*, 298).

Посебан несталан облик у фотосфери представљају тамније мрље — *Сунчеве пеге.* То су у ствари удубљења у фотосфери. Њихов најтамнији део назива се *сенка пега,* а светлија ивица *полусенка.* Гасови у унутрашњости пега имају температуру око 4.500°С (*19*, 299), те сјаје мањом светлошћу од суседних усијанијих маса. Пеге се најчешће јављају у групама. Њихов век трајања износи 2—3 месеца, али је било и таквих које су трајале само неколико часова, а у неким случајевима и дуже од једне године. Пречник пега креће се од 1.000 до 100.000 км. Раније се сматрало да су оне охлађени и стврднути делови фотосфере. Отуда су проистекле и неке хипотезе да ће живот на Земљи замрети под ледом, који ће је покрити када се Сунце охлади.

На основу 200-годишњег проматрања установљено је да број пега на Сунцу подлеже периодичним променама са циклусом од 11,1 година: најпре се, у периоду који траје 4,6 године, њихов број повећава, а затим се следећих 6,5 година смањује. Узроци њиховог периодичног појављивања још нису објашњени.

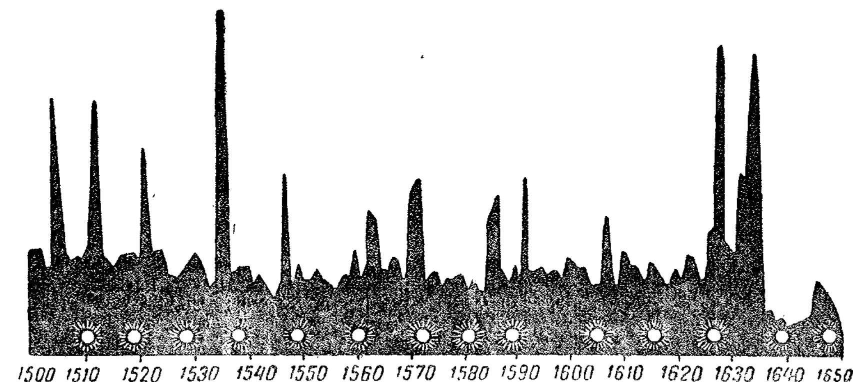
Постојање Сунчевих пега је значајно за многе појаве на Земљи. У време максималног развитка Сунчевих пега Земља прима већу количину топлоте од просечне, број непогода у атмосфери се повећава, а магнетске буре су осетно појачане, а незгоде у радио везама каткад толике да изазивају њихов краћи прекид. У новије време утврђено је да 11-огодишњи циклус развитка Сунчевих пега има велики значај и у животу људи. Установљено је да се у време њихове активности повећава број људи оболелих од леукемије[4]) и инфаркта миокарда[5]). Пре пола века А. Л. Чизевски (*13*) је „доказао да су епидемије и пандемије[6]) грипа, куге (сл. 6) и другог строго потчињене цикличности Сунца. Али, исто тако, са једанаестогодишњом периодичношћу, час расте, час опада температура воде светског мора, интензивност његових струја. На тај начин Сунце условљава ритмове у развитку воденог биља, коралских колонија, планктона . . .«

Сунчева атмосфера се састоји од три слоја. Најнижи, који се издиже до 300 км изнад фотосфере, назива се *обртни слој.* Изнад њега, до висине од 20.000 км, простире се *хромосфера*[7]). Из хромосфере често избијају огромни млазеви усијаних гасова брзином од 400 км/сек па чак и већом; ове појаве су познате под називом *протуберанце*[8]). По хемијском саставу оне су сличне хромосфери, али имају температуру око 5.000°С. Запажене су протуберанце при којима се млаз гасова дизао до висине од 1,800.000 км изнад фотосфере (*19*, 308). Хромосферу,

---

[1]) Од грч. photos — светлост и грч. sphaira — лопта.
[2]) Од лат. granum — зрно.
[3]) Од лат. tacula — мала буктиња.
[4]) Од лат. leucemia — малигно обољење крвотворних органа, неизлечиво.
[5]) Од лат. infarctus myocardii — ограничено притицање крви у срчани мишић, често узрок смрти.
[6]) Епидемија која захвата веће површине, чак и неколико земаља.
[7]) Од грч. chroma — боја и грч. sphaira — лопта, тј. »обојена« (светла) лопта.
[8]) Од лат. protuberare — испупчити се, отицати.

окружује *корона*[1]), или *венац;* корона се издиже изнад фотосфере до висине од преко 2,000.000 км. Она представља најразређенији део Сунчеве атмосфере. Видљива је само за време потпуног помрачења Сунца у облику танког ружичасто-црвенкастог прстена око тамног Месечевог диска. Помоћу коронографа[2]), који је 1930. године конструисао Француз Лио, корона се може посматрати сваког дана.



Сл. 6. — Веза између појава максимума Сунчевих пега (означених скицом Сунца) и епидемија куге у Аугсбургу од 1501. до 1650. године (по А. Чижевском)

Хемијски састав Сунца. — По теоријским прорачунима материја Сунчеве унутрашњости састоји се 50% од водоника, 40% од хелиума и 10% од осталих хемијских елемената. Састав Сунчеве атмосфере утврђен је помоћу спектралне анализе[3]): од 92 хемијска елемента Мендељејевог периодног система на Сунцу је откривено 66 елемената. На њему нема ниједног елемента који не постоји и на Земљи. То указује да су Сунце и Земља заједничког порекла. У процентима запремине у Сунчевој атмосфери највише су заступљени: водоник — 81.76, хелиум — 18,17, кисеоник — 0,03. манган — 0,02, азот — 0.01, силициум — 0.006, угљеник — 0.003, гвожђе — 0.0008, калциум — 0.0003 и др. Сем атома разних елемената у Сунчевој атмосфери, особито изнад његових пега, откривено је и постојање молекула угљеника, циана, водоничних једињења и других (19, 320).

Структура Сунчевог зрачења. — Сви процеси и појаве у Земљиној атмосфери развијају се под утицајем *Сунчевог зрачења или радијације,* тј. енергије којом располажу његови зраци. Они се простиру од Сунца на све стране по Космосу и Земља прима само њихов 1/2.200,000.000 део! Па ипак, за размере наше планете то је довољна количина енергије да загреје њену површину и ваздух до температуре неопходне за живот на њој.

---

[1]) Од лат. corona — венац, руб, ивица.
[2]) Од лат. corona — венац и грч. graphein писати.
[3]) Њутн је 1655. године показао експериментом да се Сунчева светлост при пролазу кроз стаклену призму разлаже у *спектар* од више боја. Воластон (1766—1822.) је у спектру открио неколико тамних линија које се пресецају попречно (1802.). Оптичар Ј. Фраунхофер је установио око 600 таквих тамних линија (1814.). Најистакнутије је означио словима абецеде; оне су по њему и назване *Фраунхоферове линије.* Помоћу њих се утврђује хемијски састав Сунчеве површине и других звезда, као и површине планета и њихових атмосфера. Њихову појаву објаснили су Г. Кирхоф и Р. Бунзен (1895.), постављајући *закон спектралне анализе.* По том закону сваки усијани гас даје спектар од неколико сјајних линија, растављених мањим тамним површинама; помоћу тих линија које су специфичне за сваки гас, утврђује се управо који је гас емитовао светлост.

Сунчеви зраци имају својство *електромагнетских таласа*, који се крећу кроз Космос брзином од 299.793 км/сек. Они представљају посебан облик материје, различит од материјалних тела са којима се свакодневно сусрећемо. Проучавањем је утврђено да они имају неједнаке *таласне дужине* (λ), које се изражавају у микронима (мк)[1]. Физичка својства зракова зависе од њихових таласних дужина.

Расподеле зрачне енергије по таласним дужинама назива се *спектар*.

Ултраљубичасти део спектра сачињавају зраци са таласним дужинама мањим од 0,40 мк. Они су невидљиви за људско око. Имају снажно биолошко дејство на организме. Изазивају еритем (црвенило коже), а дужим деловањем и неке болести крви. Ултраљубичасти зраци са таласним дужинама од 0,24 до 0,27 мк имају снажно бактерицидно дејство (*72*, 548). *Инфрацрвени део спектра* сачињавају зраци са таласним дужинама већим од 0,76 мк. Они су такође невидљиви за људско око. *Видљиви део спектра* — светлост у ужем смислу — сачињавају зраци са таласним дужинама између 0,40 и 0,76 мк. Зраци са различитим таласним дужинама у поменутим границама изазивају у људском оку осећаје боја. Тако нпр. љубичастој боји одговарају зраци са таласним дужинама од 0,40 до 0,46 мк, боји небеског плаветнила од 0,46 до 0,49 мк, модрој од 0,49 до 0,50 мк . . . Црвеној боји одговарају зраци са таласним дужинама од 0,62 до 0,76 мк (*64*, 62). На ултраљубичасти део спектра отпада 7%, на инфрацрвени 45% и на видљиви део спектра 48% Сунчеве зрачне енергије (*72*, 469).

У метеорологији је усвојена подела на *краткоталасно* и *дуготаласно зрачење*. Првом припадају зраци са таласним дужинама од 0,1 до 4 мк, а другом изнад 4 мк. Сунчева радијација припада краткоталасном зрачењу[2]). Земљина површина и атмосфера, као тела са релативно ниским температурама (вишим од апсолутне нуле, која по најновијим подацима има вредност од —273,16 ± 0,01°, али се заокружено узима величина од —273°C) излучују зраке дугих таласа — од 4 до 100—120 мк. Њихова радијација припада дуготаласном зрачењу.

На горњој граници Земљине атмосфере сусрећу се зраци са таласним дужинама од 0,17 до 4 мк. Пролазећи кроз атмосферу, у којој наилазе на атоме и молекуле гасова, разне чврсте честице, водене капи и др., затим падајући на копнене и водене површине, ови зраци се трансформишу: њихова зрачна енергија прелази у друге облике енергије, претежно у топлотну и светлосну енергију.

Сва енергија коју атмосфера и Земљина површина примају од Сунца назива се **инсолација**[3]) или **сунчево зрачење** односно **радијација**. Она се изражава у калоријама на квадратни сантиметар у минуту (кал/см².мин).

---

[1]) Таласне дужине се изражавају и у јединицама мањим од микрона: у милимикронима (ммк — 1/1.000 део мк) и ангстремима (Å — 1/10.000 део мк). Тако се нпр. 0,1923 мк може написати као 193 ммк или као 1923 Å.

[2]) С повишавањем температуре тела максимум енергије коју оно излучује зрачењем премешта се на зраке са све краћим таласним дужинама.

[3]) Од лат. insolatio — Сунчево загревање.

Сунце има још једну врсту зрачења — *корпускуларну радијацију*[1]). Она се састоји претежно од протона и електрона, које излучују активне области Сунца — нарочито његове пеге. Ове елементарне честице са позитивним и негативним електрицитетом крећу се брзином између 400 и 2000 км/сек. Енергија корпускуларне радијације мања је око 10 милиона пута од *температурне радијације*[2]) Сунца. Па и поред тога корпускуларна радијација је веома значајна: њеним деловањем настаје јонизација ваздуха у вишим слојевима атмосфере. Она утиче и на Земљино магнетно поље, као и на магнетне буре при којима се погоршавају па чак и прекидају радиовезе на кратким таласима. Без деловања ове радијације не би било поларне светлости. Корпускуле продиру у Земљину атмосферу до висине од 90 км изнад површине Светског мора.

3. СОЛАРНА КОНСТАНТА

Сунчева зрачна енергија мери се по њеном топлотном дејству и изражава у калоријама. *Број калорија који у једном минуту добије површина од 1 см² управна на правац Сунчевих зракова назива се* **интензитет** *Сунчеве радијације.* Када не би било атмосфере, интензитет Сунчеве радијације на Земљиној површини износио би око 2 кал/см² мин. Таква је његова вредност на горњој граници атмосфере.

Соларна константа[3]) *представља вредност интензитета Сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере при средњој Земљиној удаљености од Сунца.* Она није мерена директно. До њене величине долази се мерењима Сунчеве радијације на Земљиној површини, нарочито на планинским метеоролошким станицама, при различитим висинама Сунца изнад хоризонта. Затим се увођењем поправки на део инфрацрвене и ултраљубичасте радијације, које апсорбују виши слојеви атмосфере и из података мерења прорачуном долази до стварне вредности соларне константе. Али, пошто о величинама уведених поправки не постоји јединствено мишљење, то се и прорачунате вредности соларне константе разликују. Оне нису велике — у питању су разлике од свега неколико стотих делова калорије. На састанку Међународне актинометријске комисије, који је одржан у Торонту 1957. године препоручено је да се за вредност соларне константе (I_0) у току III Међународне геофизичке године (1. VII 1957. до 31. XII 1958.) усвоји вредност

$$I_0 = 1{,}98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$$

Највероватнија вредност соларне константе износи 2,00 ± 0,04 кал/см² · мин. За климатолошке прорачуне усвојена је вредност од 2,00 кал/см² · мин, што у потпуности задовољава.

---

[1]) Од лат. corpusculum — мало тело, честица.

[2]) Температурна радијација — радијација свих тела са тепмературом изнад апсолутне нуле, одређена његовом температуром и независна од електричних, хемијских и других процеса у телу, за разлику од луминисценције, рентгентских таласа и радиоталаса. Земља прима од Сунца такву радијацију; Земљина површина и атмосфера излучују такође температурну радијацију.

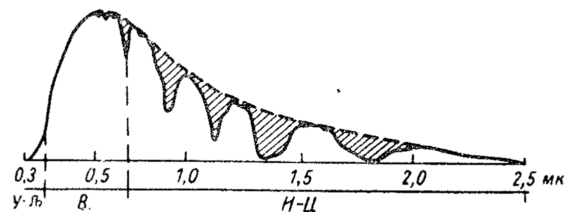
[3]) Од лат. solaris — сунчани и лат. constans — постојан, непроменљив.

Треба истаћи да соларна константа није константа у правом смислу речи. Она се мења у зависности од растојања између Земље и Сунца; зависна је и од броја Сунчевих пега. У јануару, када је Земља ближа Сунцу за 5 милиона километара, соларна константа већа је за 3,3‰, а у јулу, када је најудаљеније од Сунца, она је за 3,4% од своје средње вредности. У годинама са максималним бројем Сунчевих пега она се повећава приближно за 0,04 кал/см^2 · мин. у поређењу са годинама када је број пега минималан.

4. УТИЦАЈ АТМОСФЕРЕ НА ИНСОЛАЦИЈУ

Продирући кроз Земљину атмосферу Сунчеви зраци претрпе у њој мање промене: она их делимично апсорбује, а делимично растура.

Гасови Земљине атмосфере немају подједнаку моћ апсорбовања Сунчевих зракова. Највећи значај у овој појави има *водена пара*, концентрисана у најнижим слојевима атмосфере; она веома добро апсорбује радијацију у инфрацрвеном делу спектра. Добру апсорпциону моћ има такође и *атмосферска вода* — тј. облаци, такође и честице прашине. *Кисеоник* слаби Сунчево зрачење у два узана појаса видљивог дела спектра и у његовом ултраљубичастом делу. *Озон* апсорбује веома много ултраљубичасти део спектра; због тога на тле и ниво Светског мора не доспевају зраци са таласима који су краћи од 0,29 мк. Овоме доприноси и *азот*, који такође апсорбује зраке из ултраљубичастог дела спектра, нарочито оне са врло кратким таласним дужинама. *Угљен диоксид* апсорбује одлично зраке из инфрацрвеног дела спектра, али је његов утицај незнатан због малог садржаја овог гаса у атмосфери. Ова појава — апсорбовање зракова одређених таласних



Сл. 7. — Апсорбција Сунчевог зрачења воденом паром — шрафиране површине представљају апсорбовану зрачну енергију, претежно из инфрацрвеног дела спектра (по С. П. Хромову)

дужина у атмосфери — назива се **селективна апсорпција**[1]). Она задржава око 15% радијације (*71*, 101). Ово је средња вредност, док њене граничне величине зависе од висине Сунца изнад хоризонта, промене количине водене паре у атмосфери, од облачности и честица прашине које лебде у ваздуху. Од ових фактора најзначајнији је висина Сунца изнад хоризонта: ако је Сунце у зениту изнад неког места његови зраци продиру кроз атмосферу при чему дужина њиховог пута одговара висини атмосфере; када се Сунце налази 30° изнад хоризонта дужина пролаза зракова кроз атмосферу одговара двема висинама атмосфере, док је при углу од 0°, тј. када Сунце лежи у равни хоризонта,

[1] Од лат. selectio — избор, одабирање и лат. absorbere — гутати, прогутати.

дужина овог пута једнака висини 35,4 атмосфере (таб. 3). Управо због тога је вредност селективне апсорпције подложна великим променама у току дана. Она такође зависи и од прозрачности ваздуха, која се повећава са висином, те је стога интензитет Сунчеве радијације већи на планинама.

Таб. 3 — Смањење Сунчеве радијације као функције упадног угла његових зракова

Упадни угао Сунчевих зракова	90°	50°	30°	10°	0°
Број маса атмосфере	1,00	1,30	2,00	5,56	35,4
Величина смањења радијације у %	25	31	44	80	100

Зрачна енергија задржана селективном апсорпцијом није изгубљена. Она се претвара из зрачне у топлотну енергију. Пошто је проценат непосредно апсорбоване зрачне енергије релативно мали (15%), то је и загревање атмосфере селективном апсорпцијом веома мало.

Сунчева радијација доспева до наше планете у виду паралелних зракова[1]). Продирући кроз атмосферу зраци наилазе на молекуле гасова, слојеве са различитом густином ваздуха, сићушне капи воде и разне честице минералног и органског порекла те се одбијају од њих по правилу одбијања: упадни углови зракова према нормали једнаки су њиховим одбојним угловима. Пошто се зраци сударају са огромним бројем честица чије су површине храпаве, њихово одбијање се врши у разним правцима. Тако настаје **растурање зракова** или **дифузна рефлексија**[2]). При овој појави Сунчева радијација не прелази у топлотну енергију, већ њени зраци прелазе из праволинијског правца у друге правце; честице од којих се зраци одбијају понашају се као самостални извори зрачења.

При дифузној рефлексији врло ситне честице, мањих димензија од таласних дужина Сунчевих зракова, растурају 16 пута више љубичасте него црвене зраке спектра. Плава боја неба, коју оно има при ведром времену, потиче управо од растурених љубичастих зракова. Тада и сам ваздух стиче ту боју: удаљени предмети изгледају као да леже покривени под неким прозрачним плавичастим велом. Али, ако се зраци одбијају од крупнијих честица, већих од 1,2 мк, као што су ситне водене капи у облацима, магла и прашина, онда је њихова рефлексија подједнака без обзира на таласне дужине. Стога небо нема у таквим случајевима плаву већ сивкасто-беличасту боју. Удаљени предмети изгледају као да су утонули у некој беличастој измаглици. Због овакве рефлексије и облаци на које падају Сунчеви зраци имају тада белу боју[3]).

[1]) Теоријски Сунчеви зраци нису паралелни. Међутим, на великим удаљеностима као што је растојање између Сунца и Земље, угао који међусобно заклапају Сунчеви зраци је толико мали, да се практично узима као и да не постоји, тј. да су зраци међусобно потпуно паралелни.

[2]) Од лат. diffendere — растурати и лат. reflecto савити, окренути.

[3]) Величина растурања Сунчевих светлосних зракова одређена је Рејлејевим (R a y l e i g h) законом, по којем је она обратно пропорционална четвртом степену таласне дужине зракова (*72*, 161).

Дифузна рефлексија има велики значај. Захваљујући овој појави дању је светло и на местима где нема директног Сунчевог зрачења, чак и када је Сунце заклоњено облацима. То показује да цела атмосфера служи дању као извор светлости.

5. ЗРАЧЕЊЕ СУНЦА И НЕБА

— Краткоталасно зрачење —

Сунчева радијација доспева до Земљине површине на два начина: први, *директним Сунчевим зрацима* и, други, у виду *растурених Сунчевих зракова,* насталих при дифузној рефлексији.

Прва радијација назива се *директно Сунчево зрачење (I),* а друга *дифузно или небеско зрачење (i).*

Збир директног и дифузног зрачења даје *глобално зрачење* (I_g), тј.

$$I_g = I + i$$

Глобално зрачење представља укупно зрачење које прима хоризонтална површина. Али, мањи део тог зрачења, променљиве вредности (што зависи од врсте подлоге), *рефлектује се (R)* од Земљине површине и враћа у атмосферу.

Целокупно ово зрачење је *краткоталасно;* оно се креће у границама таласних дужина између 0,28 и 3 мк, те, према томе, обухвата потпуно видљиви део спектра, већи део ултраљубичастог спектра и мањи део инфрацрвеног спектра Сунчеве радијације:

Биланс краткоталасног зрачења (Q_k) може се представити овим обрасцима:

$$Q_k = I + i - R \text{ или } Q_k = I_g - A \cdot I_g$$

где је *A албедо*[1]).

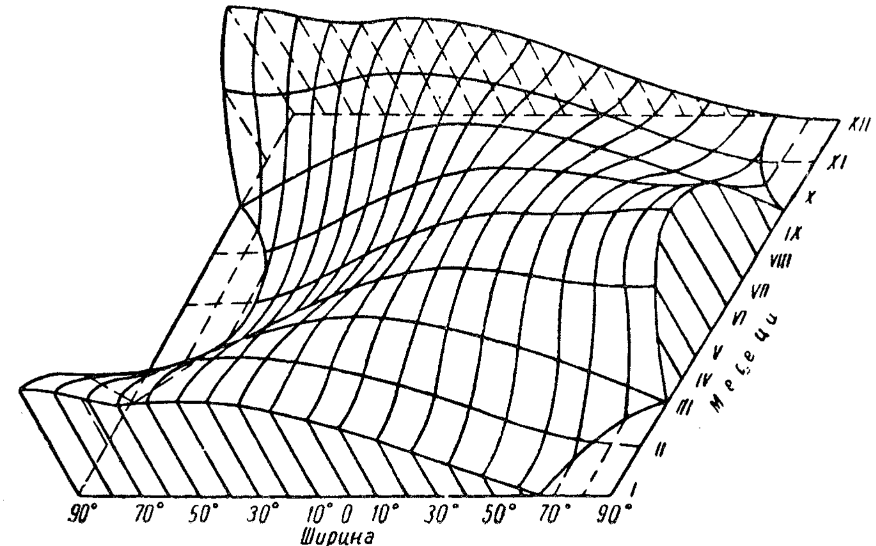
Директно Сунчево зрачење траје од изласка до заласка Сунца и под условом да је небо ведро. Повећава се издизањем Сунца изнад хоризонта. Највећу вредност има око поднева. У току године нема највећу вредност лети, када у подневним часовима Сунце достиже највећу висину, већ у пролеће. Узрок томе је мала *прозрачност атмосфере*[2]) у лето, када ваздух садржи велику количину водене паре и прашине. Најмању вредност директно Сунчево зрачење има зими, када и у подневним часовима Сунце лежи ниско изнад хоризонта. Без постојања атмосфере директно Сунчево зрачење имало би сасвим правилан годишњи ток (сл. 8), али је он поремећен облачношћу и променљивом прозрачношћу атмосфере.

[1]) Од лат. albus — бео. Албедо је број који показује колики се проценат зрачења рефлектује са површине која нема сопствену светлост. Сасвим беле површине имају албедо 100% (или 1), а потпуно црне 0% (односно 0). О олбеду се исцрпније говори на стр. 39.

[2]) Прозрачност атмосфере — способност атмосфере да пропушта радијацију. Одређује се *коефицијентом прозрачности атмосфере* (p), који представља однос између директног Сунчевог зрачења (I_d) које је прошло кроз атмосферу чија је маса једнака 1 (при вертикалном паду зракова) и соларне константе (I_0) тј.

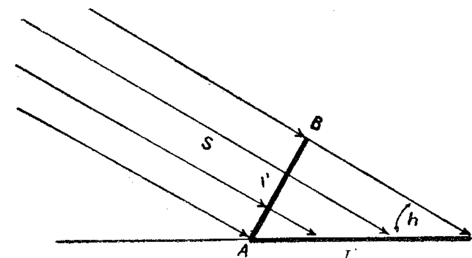
$$P = \frac{I_d\, m = 1}{I_0}$$

Коефицијент прозрачности атмосфере у условима „идеалне атмосфере" (без водене паре и прашине у ваздуху) има средњу вредност око 0.9. Међутим, у стварним атмосферским условима и у равницама његова вредност се креће од 0,70 до 0,85; зими је већи него лети. Вредност му расте са повећавањем географске ширине због смањења количине водене паре и прашине у ваздуху: на полутару му је средња вредност 0,72 а на 75° с. ш. 0,82 (*71,* 109).



Сл. 8. — Годишњи ток дневних сума Сунчеве радијације на горњој граници атмосфере и на разним ширинама. Релативна величина радијације сразмерна је удаљености кривих од хоризонталне површине (по В. М. Девису)

Интензитет директног Сунчевог зрачења (I) одређује се по количини топлоте изражене у калоријама, која се у једном минуту излучи на површини од 1 cm^2 управној на Сунчеве зраке (сл. 9). Али, у праски треба знати колика количина директног Сунчевог зрачења доспева не



Сл. 9. — Директно Сунчево зрачење на управну (I') и хоризонталну (I) површину

на површину која је управна на смер Сунчевих зракова, него на хоризонталну површину. Из слике је очигледно да је $I' < I$ и да се тражена вредност директног Сунчевог зрачења које падне на хоризонталну површину (*I*) добија по обрасцу

$$I = I' \cdot \sin h \text{ (у кал/см}^2 \cdot \text{мин)}$$

где је *h* висина Сунца.

Уобичајено је да се директно Сунчево зрачење на хоризонталној површини назива *инсолација* (мада овај термин има и шире значење — синоним Сунчеве радијације).

Вредност инсолације се мења са променама нагиба рељефа и са географском ширином — пропорционална је косинусу географске ширине (Л а м б е р т о в з а к о н). По прорачунима С. И. С а в и н о в а (таб. 4) вредност директног Сунчевог зрачења јако се смањује под утицајем облачности: на 60° с. ш. за 60%, а на 20° с. ш. где је облачност најмања за 42%. На полутару и приекваторијалним ширинама јужне полулопте она је за 57% мања од могуће, тј. скоро исто толико као и у умереним областима (*4,* 25).

Т а б. 4 — Вредност директног Сунчевог зрачења на хоризонталну површину

	Северна ширина						Јужна ширина		
	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°
Сред. годишња облачност у %	61	58	50	44	42	48	56	56	49
Коефицијент прозрачности	0,800	0,775	0,750	0,725	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700
Радијација могућа при ведром небу: у ккал/цм² год. у %	108 56	132 69	152 79	168 87	179 93	188 98	192 100	188 98	177 92
Стварна радијација: ккал/цм² год. у %	41 50	54 66	74 90	91 111	100 122	95 116	82 100	80 98	88 107
Однос стварне радијације према могућој у %	39	42	50	56	58	52	44	44	51

У нашим крајевима (45° с. ш.) дневна сума директног Сунчевог зрачења пред летњи солстицијум (625 кал/см² · дан) већа је скоро 5 пута него пред зимски солстицијум (130 кал/см² · дан), док је дневна сума овог зрачења пред јесењу равнодневицу (415 кал/см² · дан) за 48 кал. већа од дневне суме пред пролећну равнодневицу (367 кал/см² · · дан). Истина, ове бројке су преувеличане, јер се односе на ведро небо и за равницу, у којој је хоризонт слободан (*4,* 10).

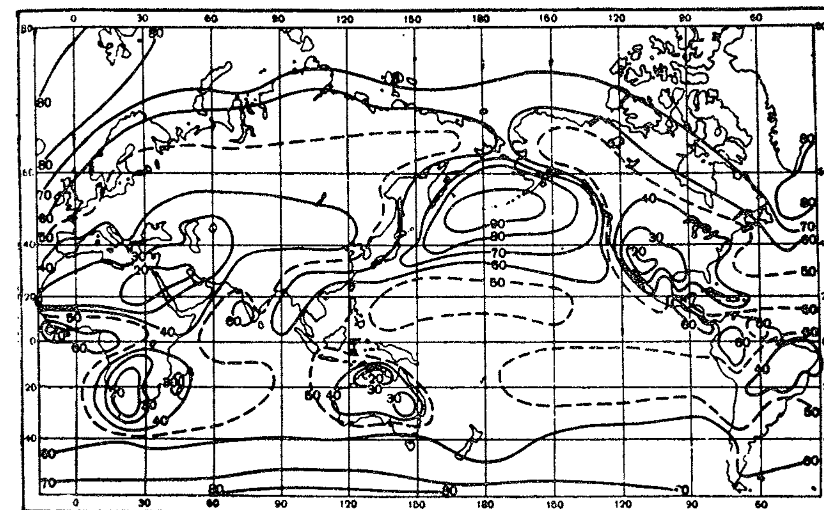
Дифузно (небеско) зрачење траје такође од изласка до заласка Сунца. Његов интензитет зависи од неколико чинилаца; то су: висина Сунца изнад хоризонта, прозрачност атмосфере, облачност и албедо Земљине површине.

Интензитет дифузног зрачења има исти дневни ток као и директно Сунчево зрачење; највећа му је вредност око поднева. Међутим, његов удео у глобалном зрачењу повећава се у толико више у колико се Сунце спушта према хоризонту. Смањење прозрачности атмосфере, било због садржаја прашине и других ситних честица, као и повећана облачност, повећавају интензитет дифузног зрачења. Албедо са снежне површине при тмурном небу повећава ово зрачење за 68%, а при

ведром за 12% у поређењу са површинама које су без снега (*4,* 26). Облачност повећава интензитет дифузног зрачења за 3—4 пута у поређењу са његовом величином при ведром небу (*71,* 112).

Интензитет дифузног зрачења (*i*) одређује се по количини топлоте изражене у калоријама, која се у једном минуту излучи на хоризонталној површини од 1 см².

Топлотни ефект дифузног зрачења мањи је од топлотног дејства директног Сунчевог зрачења. У вишим географским ширинама овај однос се мења: већи део Сунчеве зрачне енергије отпада на дифузну радијацију. То очигледно показују две карте света (сл. 10 и 11) на којима је приказан процентуални однос величине дифузног зрачења према глобалном зрачењу.



Сл. 10. — Процентуални однос дифузног зрачења према глобалном у јуну (по Т. Г. Берланду)

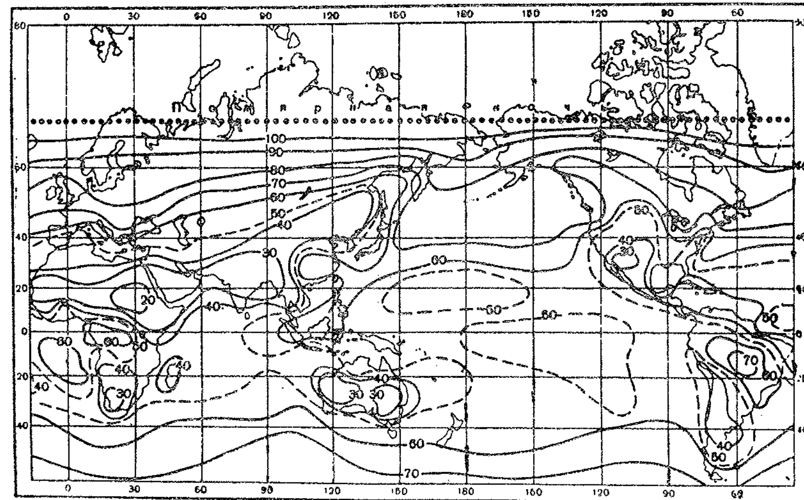
Области у којима је дифузно зрачење веће од директног Сунчевог зрачења $\left(\frac{i}{I} > 50\%\right)$ обухватају простране делове Земљине површине. У екваторијалној зони, вишим ширинама северне полулопте и умереним ширинама јужне полулопте, дакле у веома облачним областима, дифузно зрачење веће је од директног током целе године. Минималне вредности дифузног зрачења су у субтропским и тропским пустињама, где његов удео износи 20—30% од тоталног зрачења. Слични су услови у летњим месецима на Антарктику (*12,* 171). Треба истаћи да дифузна радијација не утиче само на загревање Земљине површине. Она повећава и интензитет осветљења: понекад су предмети светлији и до 40% ако су на небу облаци који не заклањају Сунце (*71,* 113).

Глобално зрачење представља збир директног Сунчевог зрачења и дифузног односно небеског зрачења. Оно је веома значајно за климатологију; на свим континентима постоји око 200 станица у којима се

мери *интензитет глобалног зрачења* (I_g). Он се одређује количином топлоте која се у једном минуту излучи на хоризонталну површину од 1 см², смештену под отвореним небом доступну директним Сунчевим зрацима, а изражава се у кал/см² · мин. Интензитет глобалних зрачења добија се по обрасцу

$$I_g = I' \cdot sinh + i$$

у којем је I' интензитет директног Сунчевог зрачења, h висина Сунца, а i интензитет дифузног зрачења.



Сл. 11. — Процентуални однос дифузног зрачења према глобалном у јануару (по Т. Г. Берланду)

У крајевима где је небо претежно ведро глобално зрачење има правилан дневни ток са максимумом око поднева и правилан годишњи ток са максимумом у лето (таб. 5). Неправилан ток настаје под утицајем облачности, која може да смањи или повећа интензитет глобалног зрачења. Тмурно небо га смањује, док га облачно повећава у поређењу са његовом величином када је небо ведро. У целини узето, „глобално зрачење је у сва четири годишња доба веће при ведром него при облачном времену“ (*50*, 12), што је очигледно из података изложених у **таб. 6.**

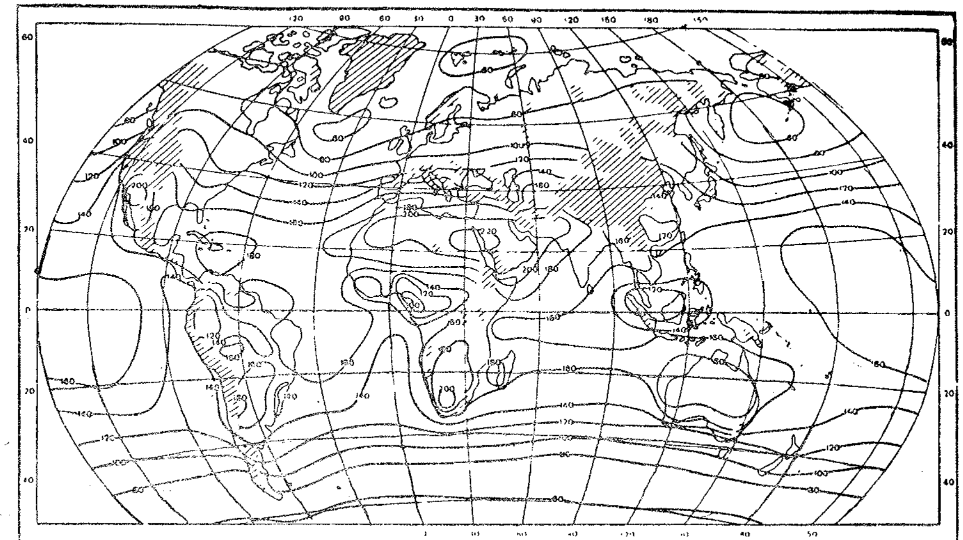
Таб. 5 — Дневне суме глобалног зрачења у кал/цм² у Београду и Загребу (*50*, 13)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Београд — Метеоролошка опсерваторија, сев. шир. 44°48', надмор. вис. 132 м, период 1947—1961.											
93	145	239	344	414	**463**	457	421	333	205	97	66
Загреб — Грич, сев. шир. 45°49', надмор. вис. 163 м, период 1949—1958.											
79	153	273	342	447	472	**492**	447	319	183	87	57

Таб. 6 — Дневне суме глобалног зрачења у кал/цм² у равници при ведром небу (0/10) и при стварној просечној облачности (1/10) по Ф. Сауббереру и О. Хертелу (по *50*, 12)

Географска ширина	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°
Зима (јануар)								
0/10	**581**	527	432	319	197	117	(26)	—
и/10	**478**	464	404	259	158	87	(21)	—
Март и септембар (средња вредност)								
0/10	**673**	658	606	546	466	372	272	142
и/10	516	**544**	515	443	350	270	193	118
Лето (Јул)								
0/10	647	700	739	**750**	722	702	711	720
и/10	487	512	613	**647**	565	490	470	430

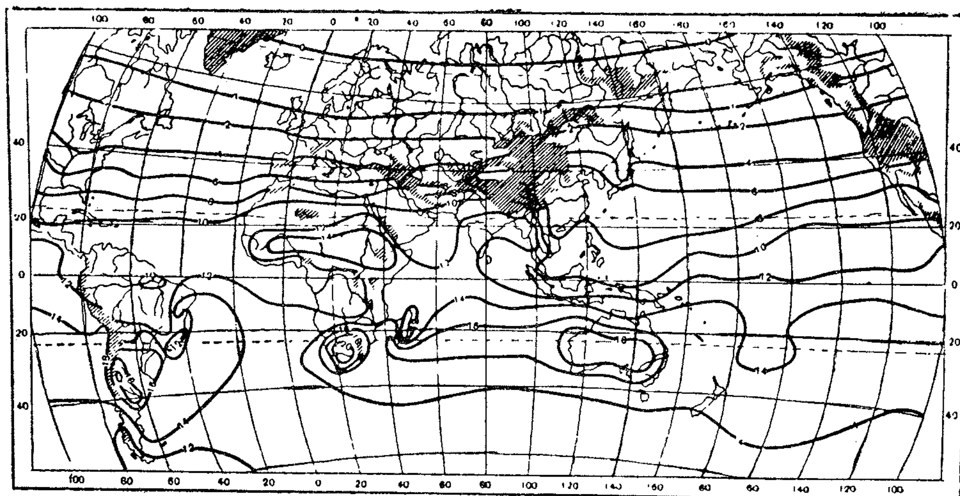
Географска расподела глобалног зрачења приказана је на сл. 12, 13 и 14. *Годишња величина* глобалног зрачења (сл. 12) у тропским и субтропским ширинама већа је од 140 ккал/см². У пустињама Северне



Сл. 12. — Годишња расподела глобалног зрачења на Земљиној површини у ккал/см² (по С. П. Хромову)

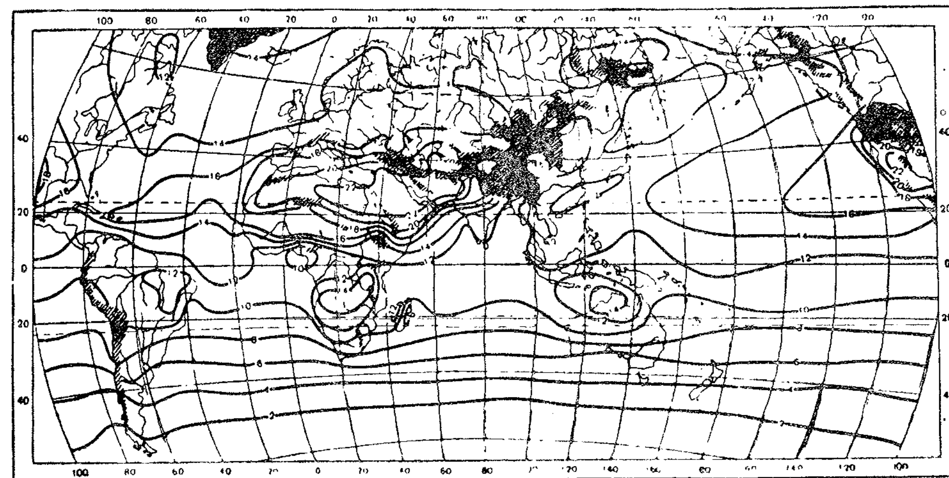
Африке, где је небо највећи део године ведро, ова величина достиже 200—220 ккал/см². Међутим, у областима које се одликују изванредно великом облачношћу, као што су Амазонија, већи део слива Конга и Индонезија, она није већа од 100—120 ккал/см². У вишим географским ширинама годишња величина глобалног зрачења поступно се смањује: око 50° г. ш. износи 80—100 ккал/см², а око 60° г. ш. 60—80 ккал/см². Она је на истим географским ширинама изнад океана мања за 20—60 ккал/см² него изнад копна. То је последица већег садржаја водене паре изнад океанских него изнад копнених површина.

У децембру највеће глобално зрачење је у пустињама на јужној полулопти и креће се од 20 до 22 ккал/см². У Намибу и Западној Аустралијској пустињи она је чак и већа од 22 ккал/см². У полутарским областима оно је јако умањено: у Индонезији 8—10, у Конгу 10—12 и у Амазонији 8—12 ккал/см². У вишим географским ширинама на северној полулопти глобално зрачење нагло слаби (сл. 13) и нешто северније од северне поларнице опада до 0 ккал/см². Међутим, на јужној полулопти, где је у децембру почетак лета, величина глобалног зрачења поступно опада према вишим ширинама и на обалама Антарктиде износи око 18 ккал/см² — знатно више него у полутарским областима!



Сл. 13. — Расподела глобалног зрачења у децембру у ккал/см² (по Алисову и Полтараусу)

У јуну (сл. 14) највећу суму глобалног зрачења — преко 20 ккал/см² — имају Северна Африка, Арабија, Иранска висија, а у Северној Америци јужна половина Запада у САД и северни део Мексика. У тропским областима ово зрачење опада до суме од 10—12 ккал/см²; минимално је у Камеруну — испод 10 ккал/см². На северној полулопти постепено се смањује: минимална је у Субарктику — 14—16 ккал/см², док се у централним деловима Арктика повећава и до 20 ккал/см². На јужној полулопти, где је у јуну почетак зиме, сума глобалног зрачења се нагло смањује према вишим ширинама: око 30° ј. ш. износи приближно 7 ккал/см², око 50° само 2 ккал/см², док се јужније од јужне поларнице смањује до 0 ккал/см².



Сл. 14. — Расподела глобалног зрачења у јуну у ккал/см² (по Алисову и Полтараусу)

Географска расподела глобалног зрачења у осталим месецима има у основи прелазне одлике према расподели у децембру и јуну. Положај изолинија глобалног зрачења на картама за септембар и март сличан је изолинијама на карти годишње суме овог зрачења.

Албедо Земљине површине. — Већи део глобалног зрачења апсорбује горњи танки слој тла и воде и прелази у топлоту, а мањи се рефлектује. Величина рефлектованог Сунчевог зрачења зависи од врсте подлоге (таб. 7). *Однос количине рефлектованог зрачења према глобалном зрачењу које се излучи на одређену површину назива се албедо површине.* Тај однос се изражава обично у процентима.

Разликују се три врсте албеда. *Интегрални* или *енергетски албедо* односи се на глобално зрачење, *спектрални албедо* на поједине делове спектра; последњем се прикључује *визуални албедо* који се односи на видљиви део спектра.

Величина албеда са природних површина мења се у току дана и године. Дневне величине албеда мењају се у току дана због промена висине Сунца изнад равни хоризонта; са променом висине Сунца мења се спектар радијације а тиме и спектрални албедо, различит за зраке одређених таласних дужина. Годишње величине албеда зависе од промена особина подлоге, често веома различитих током појединих годишњих доба.

Таб. 7 — Просечне вредности енергетског албеда са природних површина у %
(по Будику, Алисову, Хромову и др.)

Површина	Албедо %	Површина	Албедо %
Облаци — горња површина	50—75	Чернозјом — суви	14
Свежи снег	70—95	Суво неорано поље	12—20
Стари снег	30—70	Влажно поорано поље	5—7
Снежни покривач изнад 60° г. ш.	80	Трава	20
Снежни покривач умер. ширина	70	Зелена трава	16—27
Снежни покривач у копњењу	45	Пољопривредне културе у разним фазама вегетације	10—25
Со у пресахлим језерима	50	Четинарске шуме	14
Гашени креч	45	Тундре, степе, листопадне шуме и саване у влажном добу	18
Кварцни песак	35	Саване у совом добу и полупустиње	25
Гранит	12—18	Пустиње са глиновитим покривачем	29—31
Плава глина — влажна	16	Пустиње с лесним покрив.	28—38
Плава глина — сува	23		

Највећи албедо, 100%, имају сасвим бела тела. Њима је веома близак свежи снег, чији албедо достиже до 95%. Најмањи албедо, 0%, имају сасвим црна тела. Занимљиво је да је њему прилично близак град као целина, чији албедо износи 10%, док је просечан албедо асфалта 15%.

Албедо водених површина директног Сунчевог зрачења у зависности од висине Сунца и заталасаности воде мења се у границама од 2 до 80%; он је утолико већи у колико је Сунце ближе хоризонту. Албедо водених површина дифузног зрачења креће се од 5 до 10% (*71*, 114). М. И. Будико је утврдио да се албедо водених површина глобалног зрачења повећава од летњих ка зимским месецима у вишим ширинама (60—70°) од 9 до 20%, у умереним од 6% (у јуну) до 16% (у децембру). У тропским ширинама албедо се током године скоро не мења и износи 6 до 7%. Те величине коришћене су за климатолошке прорачуне апсорбоване Сунчеве радијације изнад водених површина северне и јужне полулопте (*4*, 33). Све наведене бројке односе се на рефлектовану Сунчеву радијацију са спектром зракова чије су таласне дужине краће од 4 мк.

Величину албеда треба знати да би се могла одредити сума глобалног зрачења коју апсорбује одређена површина и која при том прелази у топлоту. Ово се најбоље види из примера:

нека је глобално зрачење 1,20 кал/см² · мин, а албедо влажног пораног поља 5% (односно 0,05). Тражена величина рефлектоване радијације износиће 1,20 · 0,05 = 0,06 кал/см² · мин. Према томе, влажно поорано поље апсорбоваће у наведеном примеру 1,20—0,06 = 1,14 кал/см² · мин. Та количина енергије загреваће површински слој тла. Она се назива *апсорбована радијација*. Она представља глобално зрачење умањено за износ албеда, тј.

$$(I' \cdot sinh + i) \cdot (1 — A)$$

6. ИЗРАЧИВАЊЕ ЗЕМЉЕ И ПРОТИВЗРАЧЕЊЕ АТМОСФЕРЕ

— Дуготаласно зрачење —

Сваки квадратни километар Земљине површине добија годишње од Сунца 2,6 · 10¹⁵ калорија. То одговара топлоти која би се произвела сагоревањем 400.000 тона каменог угља. Због непрекидног притицања Сунчевог зрачења површина наше планете требало би да се загрева и да има све вишу температуру. Међутим, то се не дешава: средња температура Земљине површине и атмосфере остаје без битнијих промена, јер и Земљина површина и атмосфера израчују топлоту у међупланетарни простор.

За разлику од краткоталасног директног, дифузног и рефлектованог зрачења топлотно израчивање Земљине површине и атмосфере врши се невидљивим инфрацрвеним делом спектра. Оно је, дакле, *дуготаласно* и креће се у границама таласних дужина од 5 до 30 мк и више.

Израчивање Земљине површине. — Површински слој копна и водених басена, загрејан Сунчевим зрацима, израчује са своје површине топлоту невидљивим дуготаласним зрацима са максимумом на таласној дужини од 10 мк. Ово израчивање топлоте, која одлази у атмосферу и интерпланетарни простор, назива се *терестричко зрачење* или *израчивање Земљине површине*. *Оно постоји и дању и ноћу*. Његов интензитет је највећи при ведром небу и малој садржини водене паре у ваздуху. Такво стање је често у пустињама, где се ноћу може десити да се вода замрзне, мада је претходног дана ваздух имао температуру до 40° С.

Земљина површина израчује топлоту као скоро апсолутно тамно тело и интензитет тог зрачења може се одредити по обрасцу

$$E = \sigma \varepsilon T^4$$

у којем је Е интензитет израчивања, σ Стефан-Болцманова константа (са сталном вредношћу од 8,2 · 10⁻¹¹ кал/см²), ε емисиона константа чије су вредности дате у таб. 8, и Т апсолутна температура површине која израчује топлоту. Дати образац представља математички израз Стефан-Болцмановог закона: енергија зрачења неког тела управо је пропорционална четвртом степену његове апсолутне температуре. Очигледно је да ће интензитет терестричког зрачења чак и при незнатном повишењу температуре Земљине површине бити приметно већи. Управо из тих разлога копно, које је у току дана достигло вишу температуру од површине мора, одаје у току ноћи израчивањем већу количину топлоте од хладнијег мора, па се стога брзо охлади.

Таб. 8 — Вредност емисионе константе ε*)

Врста површине	Емис. конст.	Врста површине	Емис. конст.
Светли песак	0,89	Земљиште са бусењем	0,98
Кречњак — светли	0,92	Јелова честина	0,96
Шљунак — крупан	0,92	Вода	0,96
Лишће биљака	0,96	Снег	0,996

*) По Фалкенбергу (из *50*, 15).

Пошто је средња температура Земљине површине $14{,}3^\circ$ C или $287{,}48^\circ$ K она израчује у атмосферу и међупланетарни простор топлоту која износи 0,57 кал/см^2 · мин. Толиким израчивањем она би се брзо охладила када не би било супротног процеса којим она поново прима део излучене енергије — тј. када не би постојало противзрачење атмосфере.

Противзрачење атмосфере. — Атмосфера пропушта Сунчеве краткоталасне зраке, задржавајући при том селективном апсорпцијом само 15% зрачне енергије. Стога се она не може битније загрејати на овај начин. Али, она задржава највећи део тамних дуготаласних зракова која износи 0,57 кал/см^2 · мин. Толиким израчивањем она би се брзо жаће приземни слојеви атмосфере у којима је сконцентрисан највећи део водене паре. Овај гас апсорбује скоро целокупно израчивање Земљине површине, а остатак угљен-диоксид и озон. На тај начин је атмосфера практично непропустљива за Земљино дуготаласно зрачење.

Загрејана атмосфера излучује у свим правцима невидљиве дуготаласне зраке. Њихов највећи део (око 70%) доспева на Земљину површину, а остатак одлази у међупланетарни простор. Дуготаласно тамно зрачење атмосфере према Земљиној површини назива се *противзрачење атмосфере,* јер је усмерено у правцу супротном Земљином израчивању. Таласне дужине овог зрачења крећу се претежно од 8 до 13 мк. Земљина површина апсорбује 90—99% противзрачења атмосфере. Оно је стога веома значајан извор топлоте Земљине површине.

Противзрачење атмосфере се повећава при облачном времену (таб. 9), а опада са висином током целе године. Просечни интензитет противзрачења атмосфере у низијским станицама у умереним ширинама износи 0,3—0,4 кал/см^2 · мин, а на планинским станицама око 0,1—0,2 кал/см^2 · мин, што је разумљиво, јер се са висином смањује садржај водене паре у ваздуху. Најинтензивније противзрачење атмосфере је у екваторијалној области, где је атмосфера најтоплија и најбогатија воденом паром. У овој области оно достиже просечно 0,5—0,6 кал/см^2 · мин (*71,* 116).

Таб. 9 — Дневне суме противзрачења атмосфере у Источним Алпама при потпуно ведром и потпуно облачном небу у кал/цм^2 мин[1])

Надморска висина у м	I	III	V	VII	IX	XI
Потпуно ведро — облачност 0/10						
200	450	468	627	689	631	511
1000	420	466	571	631	590	473
2000	395	413	501	570	530	430
Потпуно облачно — облачност 10/10						
200	600	662	711	830	776	670
1000	577	633	732	792	750	633
2000	550	573	668	738	691	592

[1]) По Сауебереру (из *50,* 16).

Ефективно израчивање. — Противзрачење атмосфере је увек нешто мање од терестричког зрачења. Ноћу, када нема Сунчевог зрачења, делује само противзрачење атмосфере. Тада Земљина површина губи топлоту и хлади се јер је њено израчивање веће од противзрачења атмосфере. Та разлика између укупног израчивања Земљине површине (E_t) и противзрачења атмосфере (E_a) назива се *ефективно израчивање* (E_e), дакле:

$$E_e = E_t - E_a \text{ односно, у просеку, } 0{,}15 = 0{,}57 - 0{,}42 \text{ кал/см}^2\text{. мин.}$$

Ефективно израчивање је веће на планинама, јер је тамо противзрачење атмосфере мање: у умереним ширинама у равницама оно износи 0,10—0,15 кал/см^2 · мин, а на планинама и до 0,20 кал/см^2 · мин. При облачном времену повећава се интензитет противзрачења атмосфере, па је тада ефективно израчивање мање. Стога је хлађење Земљине површине мање у облачним ноћима, него за време ведрих ноћи. Ефективно израчивање постоји и дању, али је оно знатно мање од збира глобалног зрачења и противзрачења атмосфере, па се Земљина површина тада загрева. Од ње се загрева приземни слој ваздуха, део топлоте троши се на испаравање воде итд.

7. РАДИЈАЦИОНИ БИЛАНС

Разлика између апсорбованог Сунчевог зрачења и ефективног израчивања назива се *радијациони биланс* Земљине површине. Радијациони биланс (R) може се представити следећим обрасцем:

$$R = (I' \cdot \sin h + i) \cdot (1 - A) - E_e$$

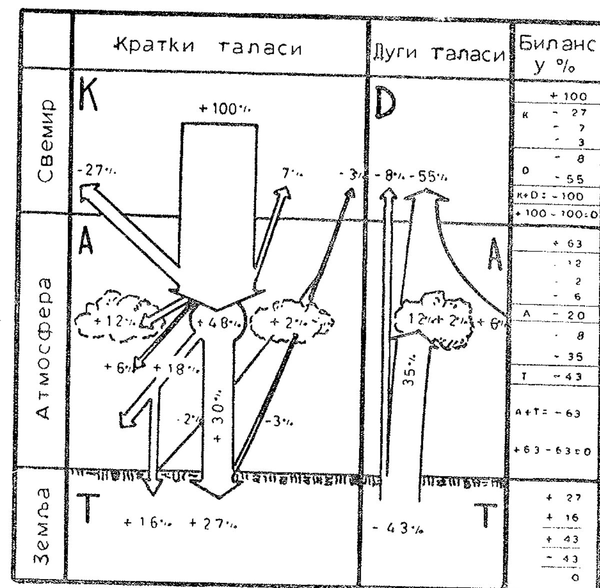
а мери се у калоријама са квадратног центиметра хоризонталне површине у једном минуту (кал/см^2 · мин). Он има негативне и позитивне вредности.

Радијациони биланс је негативан ноћу. Дању постаје позитиван када је Сунце 10—15° изнад равни хоризонта. Ако је земљиште покривено снегом овај угао мора бити изнад 20—25° јер због великог албеда снег не може да апсорбује знатнију количину глобалног зрачења.

Величина радијационог биланса не зависи само од висине Сунца изнад хоризонта и врсте подлоге. Он веома много зависи од садржаја водене паре у ваздуху и облачности, које утичу на повећање противзрачења атмосфере и смањења величине ефективног израчивања. Посебан је значај географске ширине. Мерењима је утврђено да је радијациони биланс на северној полулопти јужније од 39° г. ш. увек позитиван. У средњим и вишим ширинама он је зими негативан, а лети позитиван. Радијациони биланс годишњих вредности позитиван је за сва места на Земљи изузев области са инландајсом на Гренланду и Антарктиди.

Речено је већ да се Земљина површина и атмосфера у дужегодишњем периоду не прегревају нити расхлађују. То указује да постоји равнотежа између краткоталасног Сунчевог зрачења, којим Земљина

површина и атмосфера примају највећи део топлотне енергије, и дуготаласног зрачења којим оне израчују топлоту и међупланетарни простор. Тај однос се може овако објаснити:

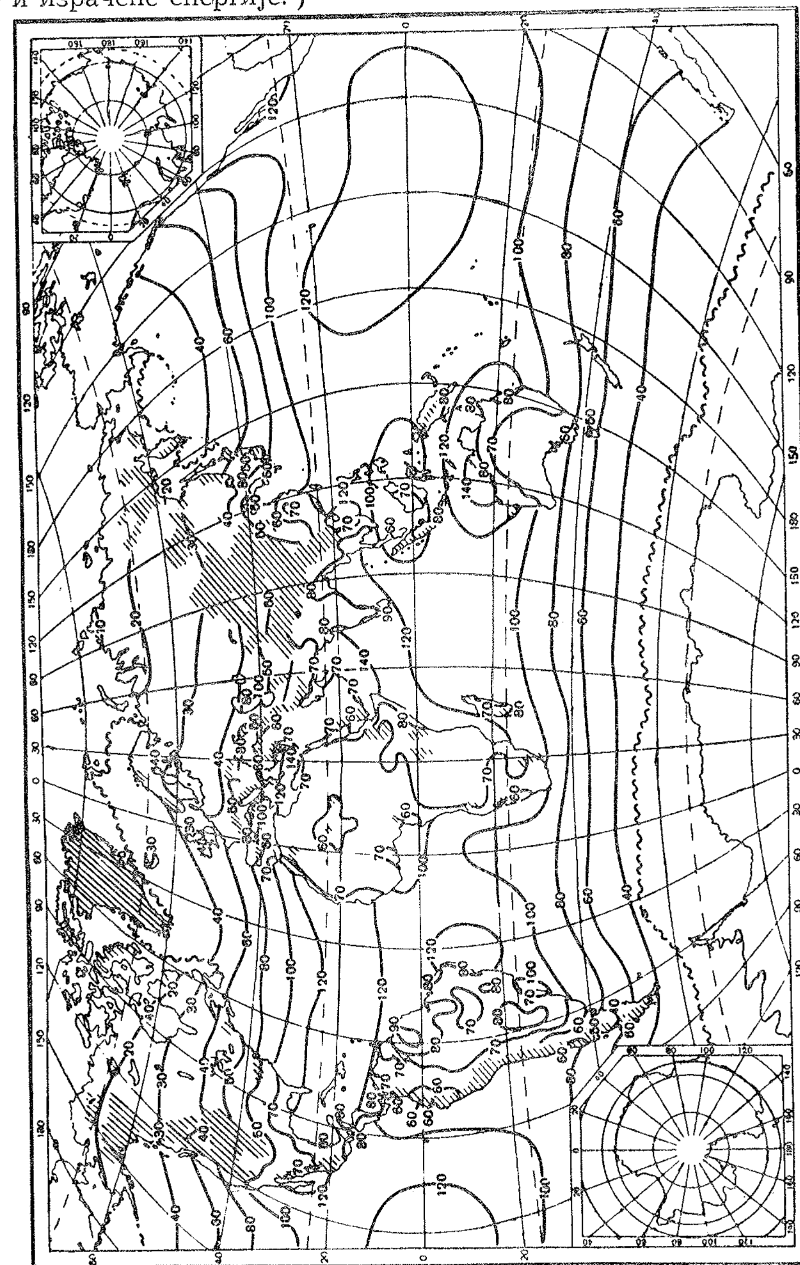


Сл. 15. — Шема топлотног биланса Земље у процентима просечног годишњег кратко- и дуготаласног зрачења

Сунчево зрачење на горњој граници атмосфере, соларна константа I_0, представљена је вредношћу од 100% (сл. 15). Од те количине енергије 27% се рефлектује од облака и враћа у међупланетарни простор, док следећих 7% одлази у истом смеру због деловања дифузне рефлексије. Сама атмосфера апсорбује 18%—12% облаци и 6% атмосферски гасови. Све то сачињава 52%; остатак од *48% Сунчевог краткоталасног зрачења доспева до Земљине површине* — 30% директним Сунчевим зрачењем, а 18% дифузним или небеским зрачењем. Њихов збир — 48% — представља величину глобалног зрачења — I_g. Међутим, од Земљине површине одмах се рефлектује 2% дифузног и 3% директног Сунчевог зрачења — укупно 5% зрачне енергије. Али, на пролазу кроз атмосферу облаци и атмосферски гасови апсорбују од тога 2%, док остатак од 3% одлази у међупланетарни простор. Тиме је од укупног Сунчевог зрачења практично „изгубљено" 37% (27 + 7 + 3); *атмосфера апсорбује 20%* (12 + 6 + 2). Остатак од *43% апсорбује Земљина површина* при чему 27% отпада на директно Сунчево зрачење, а 16% на дифузно.

Када би атмосфера и Земљина површина непрекидно апсорбовале дату величину Сунчевог краткоталасног зрачења — 63% (прва 20%, а друга 43%), оне би се све више загревале. Међутим, оне израчују тај „вишак топлоте" дуготаласним зрачењем. Али, тај повраћај енергије у међупланетарни простор није једноставан. Треба имати у виду да атмосфера апсорбује највећи део Земљиног дуготаласног зрачења: од 43% зрачне енергије коју је апсорбовала Земљина површина у виду дуготаласног зрачења враћа се директно у међупланетарни простор 8%, а 35% најпре у атмосферу, где са већ 20% апсорбоване енергије представља укупно 55% од Сунчеве зрачне енергије на горњој граници атмосфере. И тих 55% енергије враћа се у виду дуготаласних зракова у међупланетарни простор. Тиме су атмосфера и Земљина

површина дуготаласним зрачењем излучиле у међупланетарни простор управо онолику количину енергије, колико су је добиле Сунчевим краткоталасним зрачењем. Тако се одржава равнотежа између примљене и израчене енергије.[1])



Сл. 16. — Годишња расподела радијационог биланса на Земљиној површини у ккал/cm² (по Н. А. Јефимовој)

[1]) Изложена је упрошћена шема радијационог биланса. Потпуно објашњење види у уџбенику П. Вујевића — Метеорологија, стр. 65—68, изд. Просвете, Београд 1948. године, као и у другим нашим и страним уџбеницима метеорологије.

Географска расподела радијационог биланса. — На основу података 1500 станица Н. А. Јефимова (*28*, 186—195) је израдила карте радијационог биланса за целу Земљину површину. Новим прорачунима унете су значајне исправке у раније резултате, засноване на коришћењу података само са 420 станица. Сада је утврђено да су годишње суме радијационог биланса у вишим и умереним ширинама веће од досадашњих резултата за 8—10 ккал/см² односно за 30%. У суптропским и тропским крајевима повећање износи 5—10 ккал/см² · год., а у екваторијалној области ова сума је незнатно мања (*28*, 187).

Годишњи радијациони биланс (сл. 16) на истим ширинама има веће вредности на океанима него на копну, јер вода више апсорбује радијацију. У суптропским пустињама његова вредност је знатно нижа него што одговара географској ширини, јер је ефективно израчивање веома велико у областима са сувим ваздухом и малом или никаквом облачношћу. Из истих разлога, али не толико изразито, монсунске области имају мање вредности годишњег радијационог биланса.

Максималне вредности годишњег радијационог биланса су на океанима: у Индијском океану, у Арапском мору, до 140 ккал/см², у централном Пацифику преко 120 ккал/см², колике су им и вредности у тропском појасу Атлантака. У истим ширинама, али на копну, ове вредности се крећу између 70 и 90 ккал/см². Минимална је вредност у тропском појасу Атлантика. У истим ширинама, али на копну, ове појасу годишњи радијациони биланс има вредност од 30 до 60 ккал/см² на копну, а између 40 и 80 ккал/см² на океанима. Приближно исте вредности годишњег радијационог биланса су и у јужном умереном појасу годишњи радијациони биланс има вредност од 30 до 60 ккал/см² упоредницима.

Минималне вредности годишњег радијационог биланса су на Антарктиди — од —5 до —10 ккал/см².

Радијациони биланс у јулу (сл. 17) има позитивне вредности на целој северној полулопти. Око 60° с. ш. он се креће између 6 и 8 ккал/см² на копну, а 6 до 10 ккал/см² на северном Атлантику и у северним приморским крајевима Евроазије и Северне Америке. У нижим географским ширинама ова вредност се незнатно повећава и у субекваторијалним крајевивма износи 12 до 14 ккал/см².

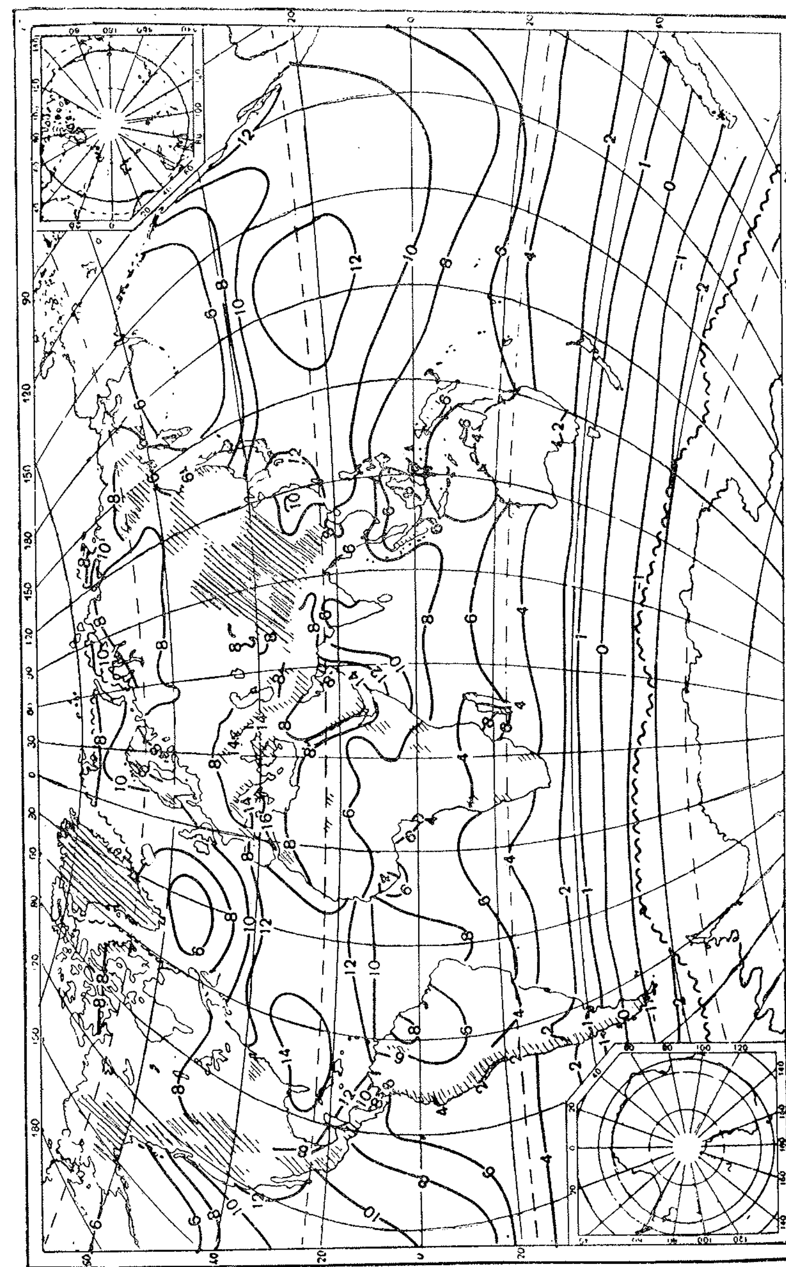
Вредност радијационог биланса у јулу на јужној полулопти, где је тада средина зиме, негативна је у областима које леже у вишим ширинама од 50° ј. ш. У нижим ширинама она се незнатно повећава и око јужног повратника износи око 5 ккал/см². Изразито је поклапање праваца неких изолинија радијационог биланса у јужним деловима Атлантика, Индијског и Тихог океана.

Радијациони биланс у јануару (сл. 18) има негативне вредности на северној полулопти у ширинама које леже северније од 40—45° с. ш. Око 60° с. ш. ова вредност је негативна и износи —2 ккал/см². Према нижим ширинама повећава се и у суптропским областима износи 6—8 ккал/см². У Арапском и Црвеном мору достиже до 10 ккал/см².

На јужној полулопти, где је у јануару средина лета, највеће вредности радијационог биланса су око 20° ј. ш., где местимично прелазе 12 ккал/см² на океанима, а 8—9 ккал/см² на копну. Чак и на граници

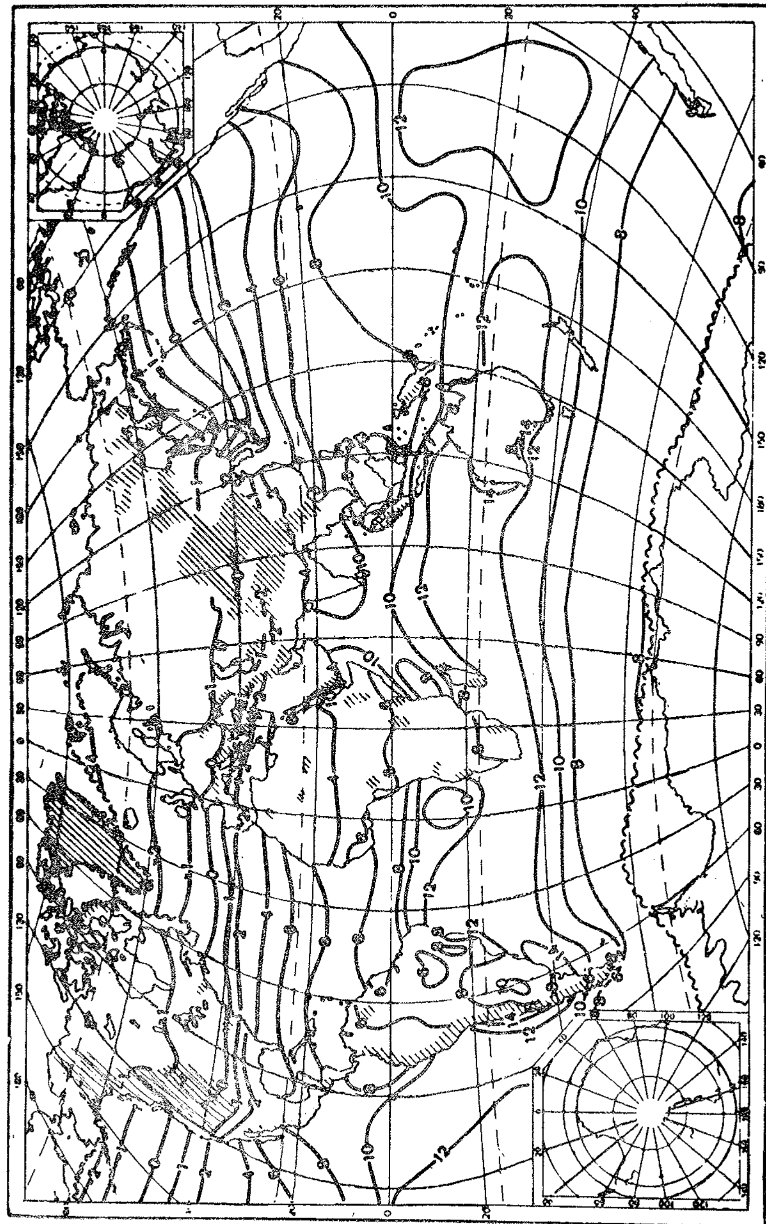
до које се у то време наилази на морски лед (санте и ледене брегове) ова вредност је знатна — око 8 ккал/см².

Познавање географске расподеле радијационог биланса је веома значајно не само за метеорологију и климатологији, него и за многе друге природне науке. Радијациони биланс представља енергетску



Сл. 17. — Расподела радијационог биланса у јулу на Земљиној површини у ккал/см² (по Н. А. Јефимовој)

основу постојања и развитка целокупне органске природе, а потом и опште циркулације атмосфере, морских и океанских струја, режима копнених вода и других физичко-географских процеса у пограничном слоју између атмосфере и осталих Земљиних површинских сфера. Просечна вредност радијационог биланса за целу површину наше планете износи око 60 ккал/см² · год.



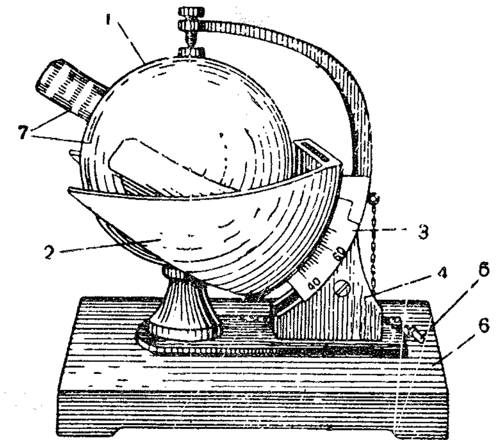
Сл. 18. — Расподела радијационог биланса у јануару на Земљиној површини у ккал/см² (по Н. А. Јефимовој)

8. МЕРЕЊЕ СУНЧЕВЕ РАДИЈАЦИЈЕ

За мерење трајања Сунчевог сјаја, директног и дифузног зрачења и ефективног израчивања постоје многи инструменти. Задржаћемо се само на неким најпознатијим, који се налазе у нашим метеоролошким опсерваторијама и метеоролошким станицама I реда[1]).

Трајање Сунчевог сјаја мери се помоћу инструмената који се називају **хелиографи**[2]). Главни њихов део је масивна стаклена лопта са пречником од 9—12 см, која служи као сабирно сочиво, у чијој се жижи концентришу Сунчеви зраци. Они прогарају хелиографске траке, које се налазе иза лопте у посебној металној шкољки и поклапају са жижом.

Кембел-Стоксов хелиограф (сл. 19), називају га још и **обичан хелиограф**, има следеће делове: *стаклену лопту 1*, иза које је на удаљености жиже причвршћена *метална шкољка 2*, која представља део лоптасте површине. На њеној унутрашњој страни су три пара усека, у које се стављају одговарајуће хелиографске траке. Најмања или зимска трака ставља се у горње усеке, а најдужа или летња трака у доње; средња трака или пролећна односно јесења поставља се у средњи пар усека. На спољашњој страни шкољке је *скала 3*, учвршћена за *постоље 4*. Скала служи за постављење шкољке у положај који одговара географској ширини метеоролошке станице. На тракама су часови означени римским цифрама; *трака 7* се поставља тако да центар лопте и цифра XII на траци леже у смеру S—N, односно у равни меридијана. Када се тако постави, трака се учвршћује у шкољци посебним *клином 5*. Цео инструмент лежи на хоризонталној металној *плочи 6*.



Сл. 19. — Кембел-Стоксов хелиограф (објашњења у тексту)

Кембел-Стоксов хелиограф (обичан модел) погодан је за регистровање трајања Сунчевог сјаја само у средњим ширинама. Он се не може употребити лети у крајевима који леже северније од 56° с. ш. (нпр. од Москве), јер је тада Сунце на северној страни неба, па његови зраци не могу да падну на хелиографску траку, увек окренути ка југу. Ради тога се у вишим географским ширинама обавезно употребљава **Кембел-Стоксов универзални хелиограф** (сл. 20), мада га имају и станице у екваторијалној области. Његова шкољка је покретна и може се подесити тако да Сунчеви зраци увек падају на хелиографску траку, без обзира на његову висину и географску ширину. Хелиографске траке универзалног хелиографа имају једнаке дужине; права трака се користи ујесен и пролеће, а лучне лети и зими.

За одређивање дневног тока Сунчева сјаја узети су часови од 6 до 18, мада га у летњим месецима има и пре и после тог времена.

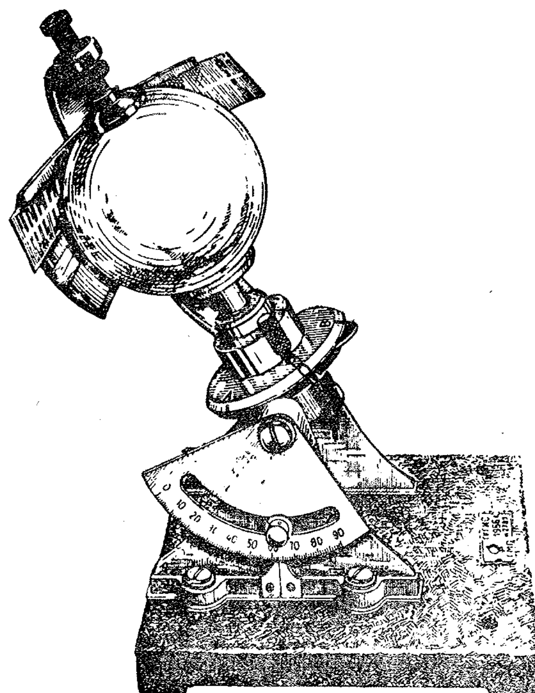
Дужина трајања Сунчева сјаја одређује се по прогоретини на хелиографској траци; она је непрекидна ако је Сунце сијало целог дана. Али, ако је она испрекидана, Сунце је тада било иза облака; укупан збир дужина прогоретина на

---

[1]) Метеоролошке опсерваторије обављају сва метеоролошка осматрања и мерења у презимним и вишим слојевима атмосфере. Метеоролошке станице I реда врше осматрања и мерења најмање 4 метеоролошка елемента (притисак, температуру и влажност ваздуха и правац и брзину ветра), а поред тога још испитивање високих слојева атмосфере и актинографска мерења.

[2]) Од грч. helios — Сунце и grapho — пишем, урезујем.

хелиографској траци даје дужину трајања Сунчева сијања. Трака се мења увече, по заласку Сунца. Међутим, ако у току дана уопште није било Сунчева сјаја, она се оставља, али се на њеној задњој страни запише: „... датума није било Сунчева сјаја целог дана".



Сл. 20. — Општи изглед Кембел-Стоксовог универзалног хелиографа

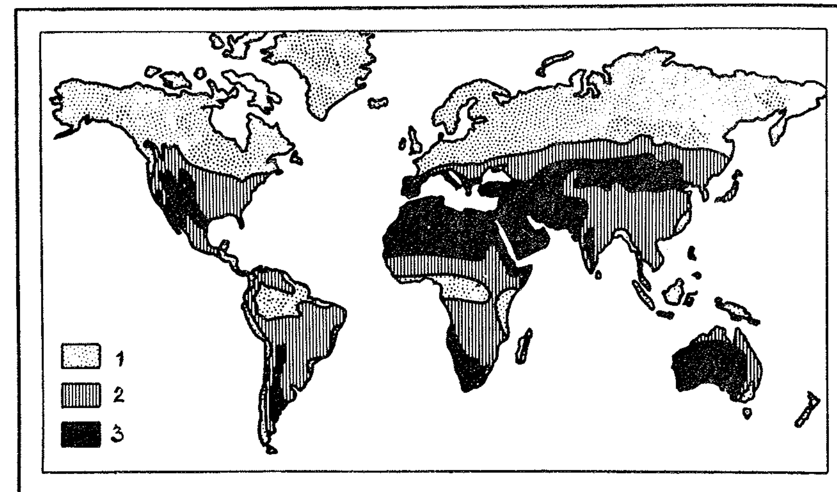
Стаклена лопта хелиографа мора се свакодневно обрисати фланелском крпом или јеленском кожицом. Да би правилно регистровала Сунчев сјај, лопта мора да буде потпуно чиста.

Трајање Сунчева сјаја изражава се у часовима на дан или у месецу. Оно се повећава од поларних према тропским крајевима. Највише Сунчева сјаја имају пустиње у субтропском појасу (сл. 21). У јужној Либији, горњем Египту и доњем Судану Сунце сија годишње просечно преко 4.000 часова, управо колико и у Атакамској пустињи и крају око ушћа Колорада. Сахара је у целини обухваћена годишњом изохелом од 3.000 часова, а такође и Арабија, Ирак, јужни Иран, Авганистан, Западни Пакистан, северозападна Индија и Запад у САД, а на јужној полулопти северни део Чилеа, највећи део Јужне Африке и Велика Аустралијска пустиња. У облачним и кишним екваторијалним крајевима трајање Сунчева сјаја износи годишње мање од 1.400 часова у западној Амазонији, а у већем делу слива Конга мање од 2.000 часова. У Југославији највеће трајање Сунчева сјаја има Хвар — годишње 2.749 часова.

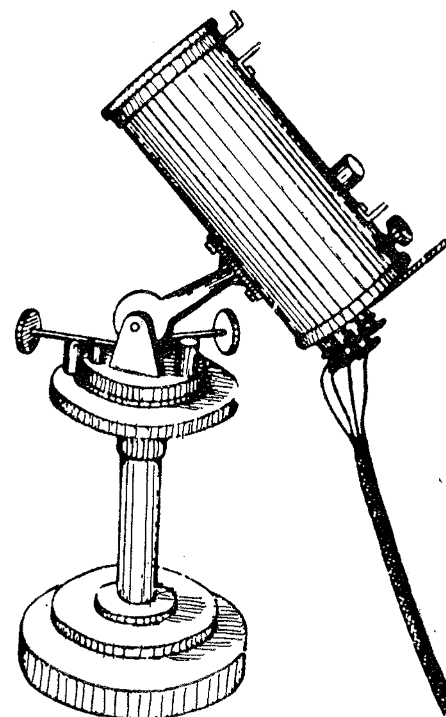
Директна Сунчева радијација мери се инструментима који се називају **актинометри**[1]). Разликују се две групе актинометара; апсолутни — који показују интензитет директне Сунчеве радијације непосредно у калоријама (кал/см^2 . мин) и релативни, чији се условни показатељи морају прерачунавати у калорије. Апсолутни актинометри називају се **пирхелиометри**[2]).

[1]) Од грч. aktis — зрак и metron — мера, мерење.
[2]) Од грч. pyros — ватра, helios — сунце и metron — мера, мерење.

Онгстремов компензациони пирхелиометар (сл. 22) ради на следећи начин Две једнаке и врло танке манганске плочице А и В, које сачињавају пријемни



Сл. 21. — Скица потенцијалне Сунчеве радијације: 1. мала, 2. умерена, 3. висока


Сл. 22. — Онгстремов компензациони пирхелиометар

део инструмента, нагарављене су на спољној страни. На супротним странама плочица прилепљени су спојеви термоелектричног елемента, спојеног са галванометром. При мерењу радијације плочица А се изложи Сунчевим зрацима, а В тако заклони да остаје у сенци. Због загревања плочице А настаће разлика у њиховим температурама. Стога ће се у споју термоелектричног елемента појавити термоелектрични ток, који ће скретати стрелицу галванометра. Скретање стрелице галванометра отклања се (компензује се) вештачким загревањем плочице В (која је у сенци), пропуштањем кроз њу електричног тока из акумулатора. При том се даје таква јачина струје, да би се стрелица галванометра вратила и задржавала на нули. Тиме се изједначују количина топлоте коју плочица А добија од Сунца, а плочица В уз утрошак струје из акумулатора.

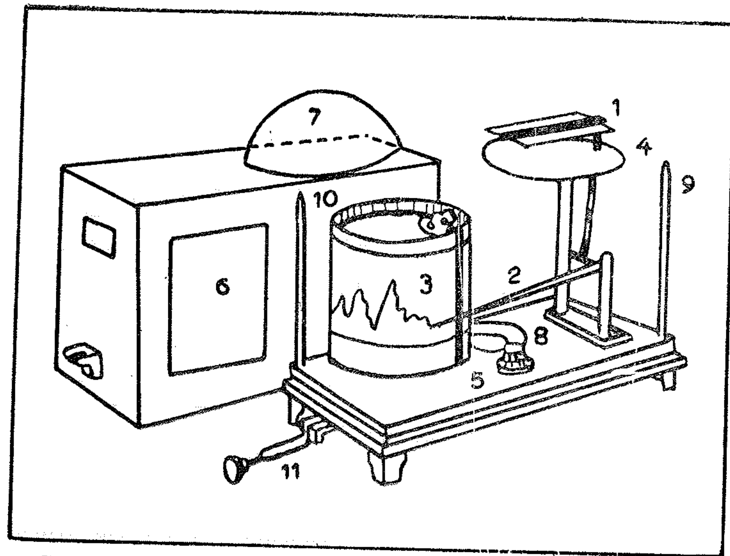
Интезитет директног Сунчевог зрачења израчунава се по обрасцу

$$J = k \cdot i^2$$

у којем је J — интензитет Сунчеве радијације у кал/см^2 · мин, k — одређени множитељ пирхелиометра, указан у фабричком документу инструмента, а i — јачина струје у амперима прочитана на галванометру.

У таб. 4 дате су вредности директног Сунчевог зрачења на хоризонталну површину на различитим географским ширинама.

Глобално Сунчево зрачење (директно + дифузно) у нашим метеоролошким станицама одређује се помоћу *Робићевог актинографа* (сл. 23). Пријемни део овог инструмента сачињавају *три биметалне плочице 1*, од којих је црна у средини. Оне су тако спојене да инструмент не реагује на промене температуре



Сл. 23. — Робићев актинограф (објашњења у тексту)

околног ваздуха, већ само при повишењу температуре произведене зрацима који падају на биметалне плочице. Црна плочица прима већу количину топлоте од белих, те се стога издужује. То се преноси преко преносног механизма на *полугу 2*, на чијем је крају перо са хемијским мастилом. Перо уцртава ток глобалног зрачења на хартији намотаној око *ваљка 3*, који покреће часовни механизам око вертикалне осовине. Има оваквих актинографа са једнодневним, четвородневним и седмодневним обртним ходом. Сви они имају испод биметалних плочица *округлу бело обојену плочу 4*, која штити преносни механизам од директног Сунчевог зрачења односно од загревања.

Постоље актинографа мора лежати у хоризонтали, па се за ту сврху користи *либела 5*. Биметалне плочице постављају се својим дужинама у смеру исток — запад, а *стаклено прозорче 6* на заштитном поклопцу инструмента мора бити окренуто ка северу (на јужној полулопти ка југу). Понекад се дешава да се у *калоти 7* ухвати роса; да би се то избегло у *лежиште 8* ставља се судић са влажним хлор-калцијумом ($CaCl_2$), који упија водену пару из ваздуха под поклопцем. Поклопац се поставља преко *вертикалних држача 9 и 10*, а утврђује *полугом са опругом 11*.

Робићев актинограф даје интензитет глобалног Сунчевог зрачења у кал/см² · мин, а односи се на хоризонталну површину. Његова трака се мења по заласку Сунца — између 19 и 20 часова по локалном времену.

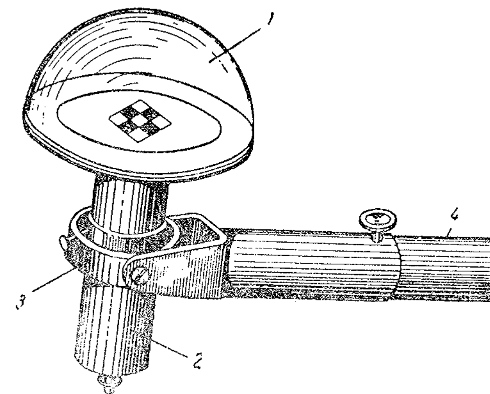
У таб. 5 дат је преглед дневних сума глобалног зрачења у Београду и Загребу, а у таб. 6 за услове у равници, при ведром небу, стварној облачности и у различитим географским ширинама и месецима. Географска расподела глобалног зрачења дата је на сл. 12, 13 и 14.

Величина албеда мери се помоћу инструмената који се називају **албедометри** (сл. 24). Ручни или портативни албедометар користи се за утврђивање величине албеда на терену. Његов *пријемни део* 1 је утврђен за крај *кратке цеви 2*, спојеној *карданским зглобом 3* за дугачку *ручку 4*. У унутрашњости кратке цеви слободно се помера оловни тег, помоћу којег плоча пријемног дела заузима увек хоризонталан положај било да је окренута навише или наниже — ка тлу. При

утврђивању величине албеда најпре се измери глобална радијација; при том је пријемни део инструмента окренут навише. Потом се окретањем пријемног дела инструмента наниже одређује величина рефлектоване радијације. Добивена разлика, албедо, изражава се најчешће у процентима (таб. 7).

На сличном принципу ради и **пиргеометар**, помоћу којих се утврђује **ефективно дуготаласно израчивање.**

Радијациони биланс се мери помоћу **билансомера** и **билансографа.** У пракси се највише користи **Михелсонов апсолутни билансомер.** Његов пријемни део састоји се од две танке металне плочице, постављене једна изнад друге, тако да су својим зацрњеним површинама окренуте једна навише, а друга наниже. На горњу плочицу доспева глобална радијација и противзрачење атмосфере, а на доњу Земљино израчивање и рефлектована радијација. Разлика у температурама између горње и доње плочице условљена је разликом интензитета радијације коју оне примају. Као и код Онгстремовог компензационог пирхелиометра, због ове разлике настаје термоелектрични ток који скреће стрелицу галванометра са нуле. Она се враћа на свој првобитни положај пропуштањем струје кроз доњу плочицу, да би и она стекла температуру какву има горња плочица. Из јачине компензирујуће струје одређује се величина радијационог биланса изражена у калл/см² · мин.



Сл. 24. — Ручни (портативни) албедометар (објашњења у тексту)

II. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА И ПОВРШИНЕ ЗЕМЉЕ

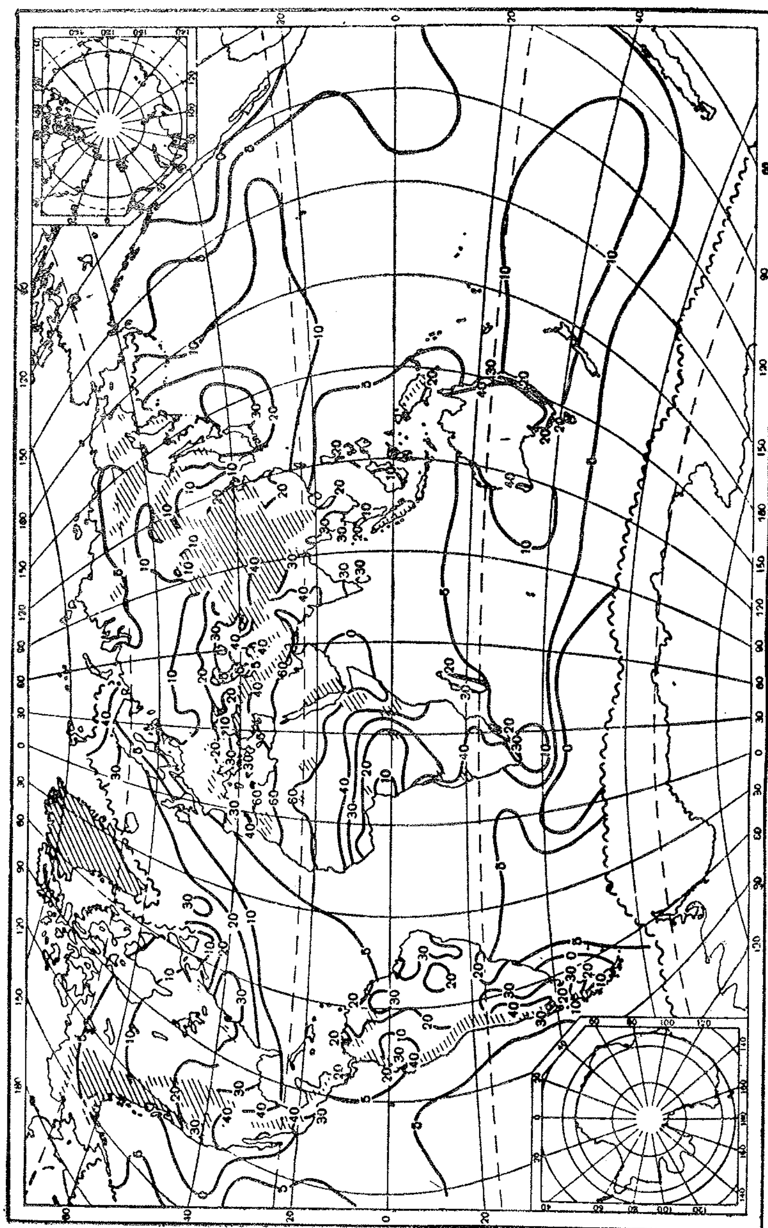
Радијациони биланс представља најважнију компоненту топлотног биланса за одређену врсту подлоге (ораница, ледина, шума, снежни покривач, вода и др.). Он има позитивне вредности када је Сунчева радијација већа од ефективног израчивања. У том случају подлога се загрева, предајући при томе део примљене топлоте слоју ваздуха који лежи непосредно изнад ње. Али, када је ефективно израчивање веће од Сунчеве радијације, радијациони биланс је негативан, те се подлога хлади; ваздух који се налази непосредно изнад подлоге у том случају се не загрева, већ се хлади. Процес трошења топлоте радијационог биланса је веома сложен, јер се део топлотне енергије користи и за испаравање воде, али се он враћа у атмосферу у виду латентне топлоте која се издваја при кондензацији водене паре. Велику улогу у расподели топлоте на Земљиној површини и у нижим слојевима атмосфере имају топле и хладне морске и океанске струје.

9. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА И ТЛА

Загревање ваздуха. — Атмосфера задржава селективном апсорпцијом само 15% Сунчеве зрачне енергије, те се она стога не може знатније да загреје; то потврђују ниске температуре ваздуха у вишим

слојевима тропосфере. Али у њеним нижим слојевима ваздух је знатно топлији, јер прима топлоту од подлоге изнад које се налази. Он се, према томе, загрева одоздо навише.

Најитензивније загревање ваздуха у атмосфери настаје *турбулентним преносом топлоте.* Оно се састоји у томе што се врло мале количине топлог ваздуха замењују у простору са исто тако малим количинама хладнијег ваздуха. У хаотичном комешању честица долази



Сл. 25. — Годишња турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у ккал/см² (по Л. И. Зубенку)

до размене топлоте. Овај начин загревања ваздуха већи је за „стотине хиљада и милиона пута“ од молекуларног преноса топлоте (72, 544), при којем се не мења положај молекула гасова у простору.

Турбулентним преносом топлоте обавља се предаја топлоте из подлоге у ниже слојеве ваздуха. Ова предаја топлоте врши се по вертикали и назива се *топлотном конвекцијом.*

На сл. 25, 26 и 27 приказана је географска расподела турбулентног преноса топлоте на Земљиној површини.

Годишња турбулентна размена топлоте (сл. 25) има највеће вредности у суптропским пустињама, где је врло велико ефективно израчивање — 40—60 ккал/см² · год. У умереним ширинама турбулентна размена топлоте достиже вредности од 10—30 ккал/см² · год. У централном Арктику и на Антарктиди годишњи износ турбулентне размене топлоте је негативан, тј. подлога не предаје топлоту ваздуху, већ је прима од њега.

Турбулентна размена топлоте у јулу (сл. 26) највећа је у субтропским крајевима на северној полулопти — између 4 и 8 ккал/см². На океанима северне полулопте турбулентна размена топлоте је блиска нули; она се углавном троши на испаравање огромних количина воде.

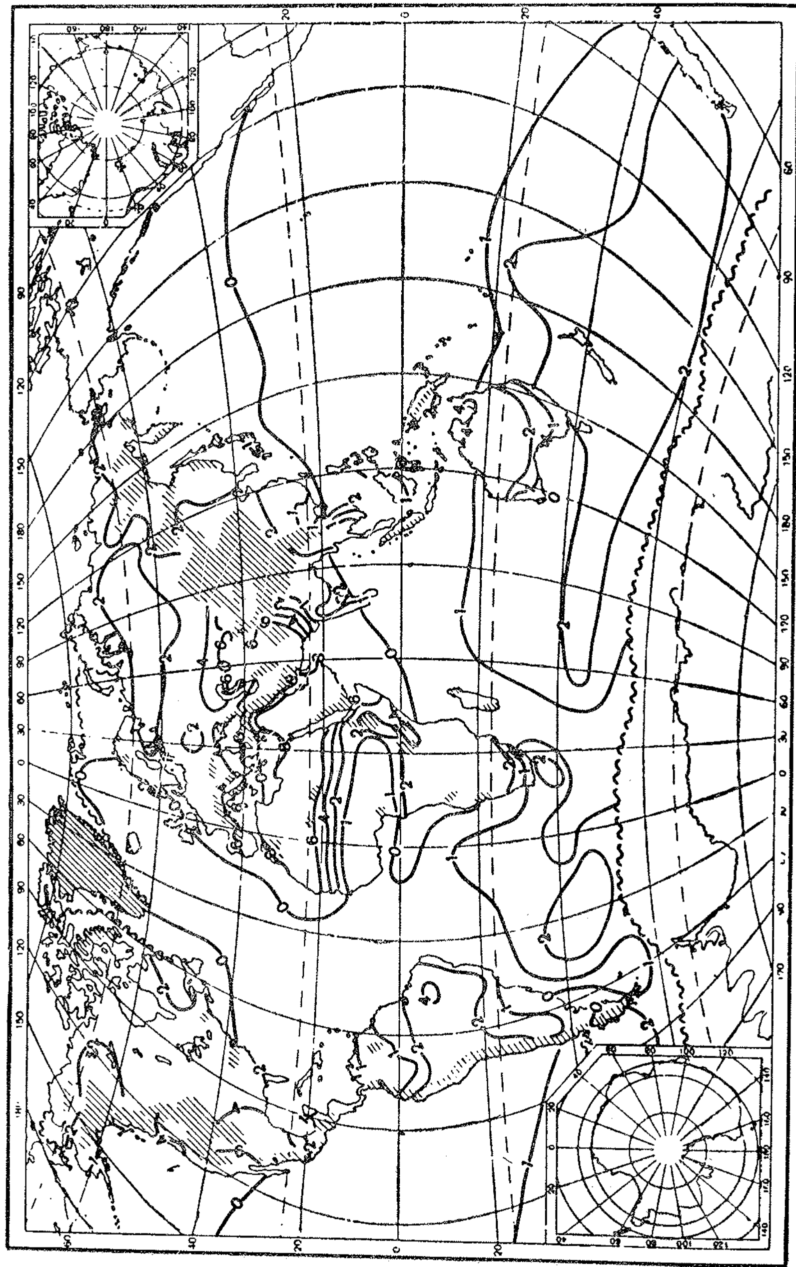
На јужној полулопти највећа турбулентна размена топлоте у јулу је у Бразилу и северној Аустралији — до 4 ккал/см². Њена вредност на океанима — у јужном Атлантику, јужном Пацифику и јужном делу Индијског океана — креће се око 2 ккал/см². На јужној полулопти је тада средина зиме, па топлије површине океана одају акумулирану топлоту нижим слојевима тропосфере.

Турбулентна размене топлоте у јануару (сл. 27) на копну северне полулопте и у крајевима који леже северније од 40—50° с. ш. има негативне вредности; тле је хладније од ваздуха. Међутим, на океанима, нарочито на Атлантику у подручју Голфске струје атмосфера добија 6—10 ккал/см², што представља приближно четвртину годишње вредности излучене топлоте, која се утроши на загревање ваздуха.

На јужној полулопти је у јануару лето и тада прегрејано копно у пустињама Аустралије, Јужне Африке и Јужне Америке одаје нижим слојевима ваздуха 6—8 ккал/см². То су у то време најтоплији предели на Земљи. Јужније од њих, на океанима, ваздух је топлији од водене површине, те се на великим просторима његова топлота троши на загревање површине океана; ваздух у тим крајевима одаје топлоту у износу до 1 ккал/см².

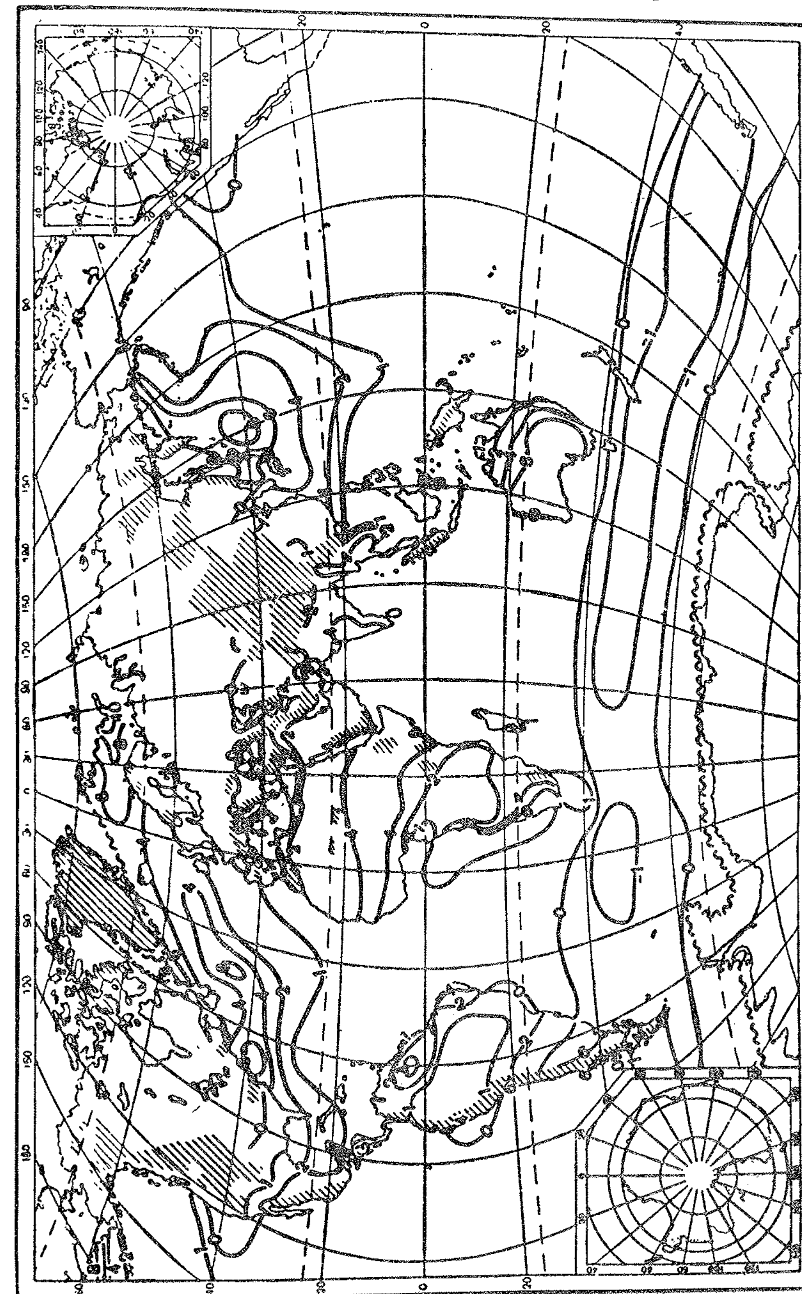
У дужегодишњем низу укупна количина Сунчевог краткоталасног зрачења, коју Земљина површина прими од Сунца, једнака је оној количини енергије коју Земља изгуби својим дуготаласним зрачењем. Овај топлотни биланс се односи на целу површину наше планете. Али, појас између 37° с. ш. и 37° ј. ш. Земљине површине прими годишње више топлоте него што је израчи. Стога би требало да је он све топлији, а области изван њега све хладније. Међутим, до тога не долази због појаве *хоризонталне или адвекционе размене топлоте.* Оно се врши премештањем вадзушних маса из хладније области у топлију и обратно, као и морским и океанским струјама.

Колики је управо значај океанских струја у загревању ваздуха види се на сл. 28. Голфска струја израчује у ваздух огромну количину топлоте: код рта Хатераса око 140 ккал/cм² · год., а у централном делу северног Атлантика од 40 до 60 ккл/cм² · год. По прорачунима океанолога Голфска струја израчује дневно око 39 трилиона и 500 билиона



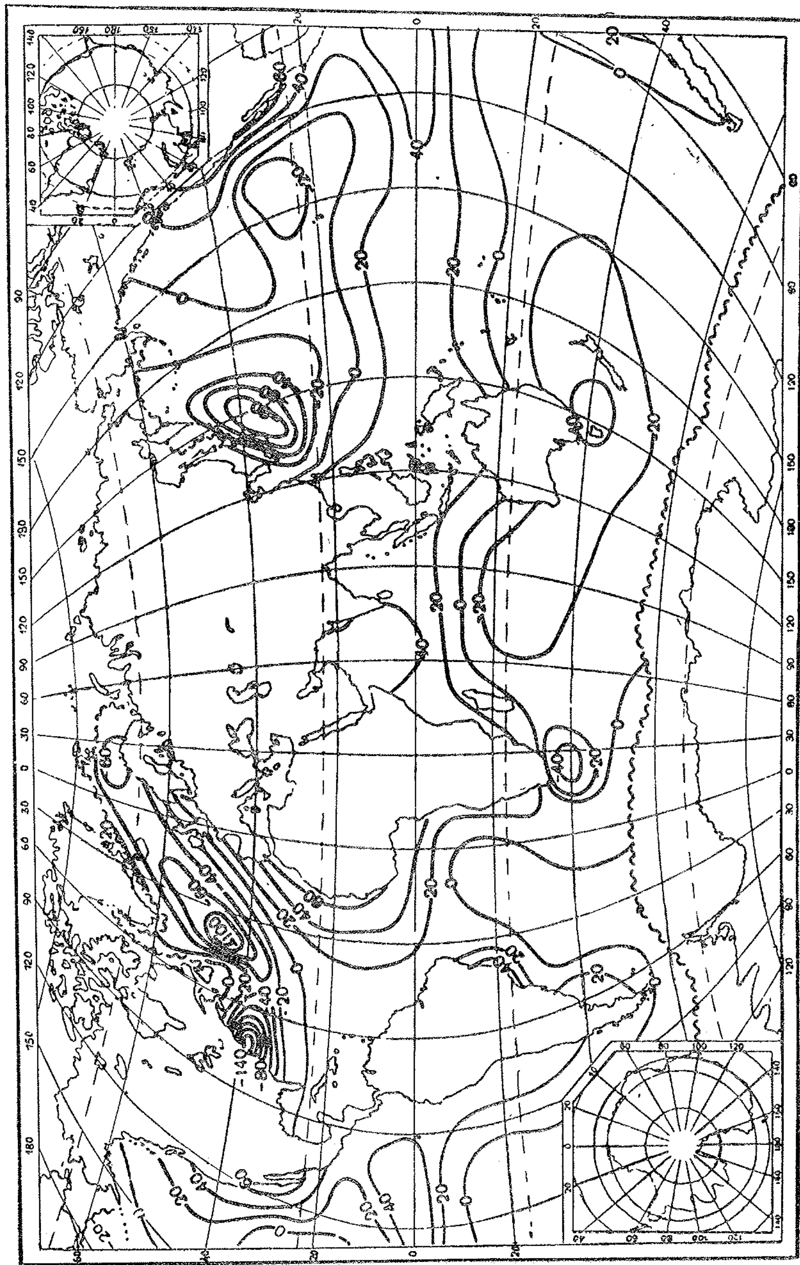
Сл. 26. — Турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у јулу у ккал/cм² (по Л. И. Зубенку)

килограм-калорија. За производњу толике количине топлоте требало би утрошити око 4,94 милијарде тона каменог угља од 8.000 калорија. Разумљиво је да толика количина топлоте, коју Голфска струја доноси из тропских крајева, има огроман утицај на климу Западне и Северне



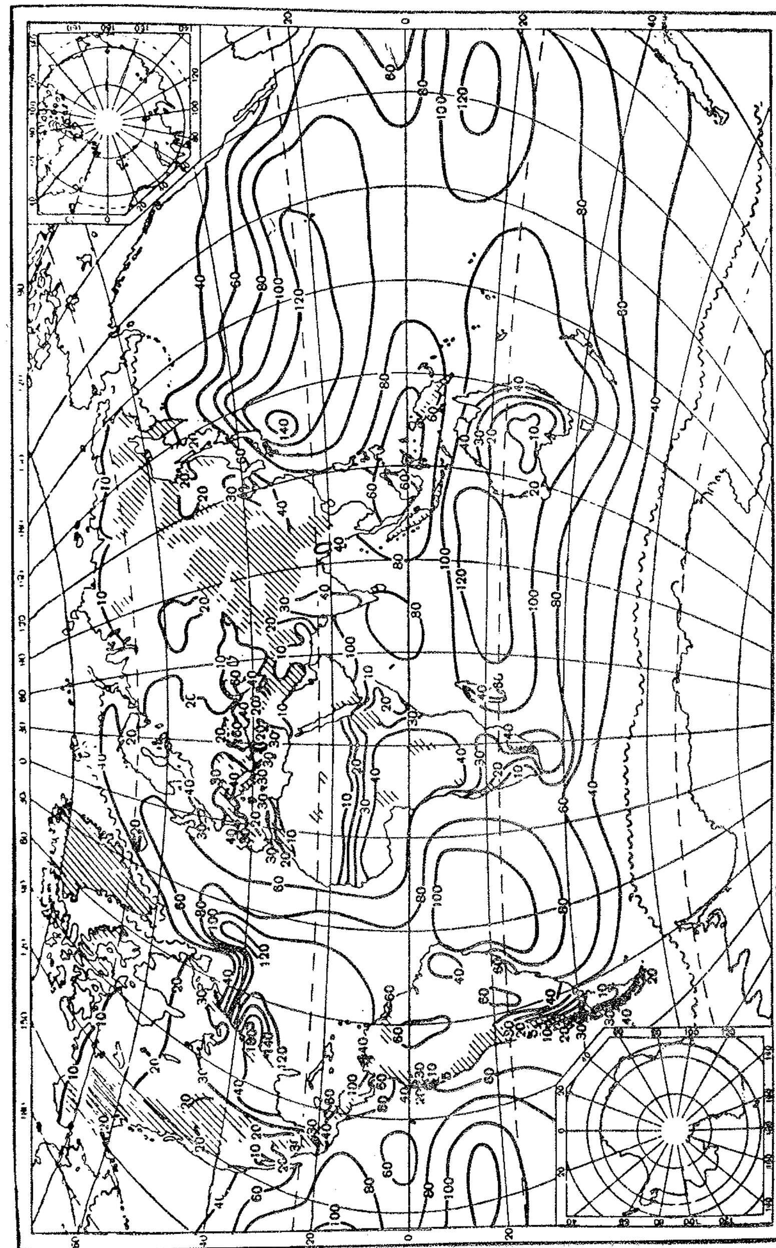
Сл. 27. — Турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у јануару у ккал/cм² (по Л. И. Зубенку)

Европе. Голфској струји је слична Куро-Шиво струја у западном Пацифику, са чије се површине израчују годишње 2—80 ккал/см². У тропским морима ваздух је топлији од воде, коју доносе струје, те се са њихових површина не израчује топлота; напротив, оне примају годишње до 40 ккал/см² топлотне енергије.



Сл. 28. — Топлота коју добија или губи површина океана деловањем струја у ккал/см² (по Л. А. Строкиној)

На промену температуре ваздуха утичу и његова вертикална кретања. Наиме, при издизању ваздуха повећава се његова запремина уз известан утрошак топлотне енергије, па је он стога на висини хладнији него што што је био пре издизања. Супротна појава се дешава при спуштању ваздуха: он подлеже компресији и том приликом се издваја топлота која га згрева, па је он топлији него што је био на висини пре спуштања.



Сл. 29. — Годишњи утрошак топлоте због испаравања у ккал/см² (по Л. И. Зубенку)

Према томе, ваздух се са променом висине *динамички хлади односно загрева*. Овакви процеси у ваздушној маси, који настају уз утрошак унутрашње топлоте, без притицања енергије са стране, називају се *адиабатски*.[1]) Они су веома значајни за локалне временске услове у неким пределима на Земљи.

Хлађење ваздуха. — Ваздух се хлади не само израчивањем властите топлоте, него и при додиру са хладнијом подлогом. Термичким променама највише подлеже приземни или додирни слој ваздуха. У тихим и ведрим ноћима, када је израчивање топлоте из подлоге много веће од противзрачења атмосфере, подлога може да се јако охлади, а од ње и приземни слој ваздуха. У таквим приликама догађа се да је ваздух изнад приземног расхлађеног слоја топлији, те се температура повишава са висином уместо да опада. Таква термичка стратификација ваздуха назива се *температурном инверзијом*[2]). Она је честа појава у тихим и ведрим зимским ноћима, а значајна је за време и климу и у неким нашим крајевима (у крашким пољима и увалама, у дубоким котлинама и речним долинама).

Ваздух се расхлађује и при испаравању воде: да би испарио литар росе потребан је утрошак од 597 ккал топлотне енергије. Стога је и лети после кише хладно, јер се топлота троши на испаравање заостале кишнице. Може се замислити колики је годишњи утрошак топлотне енергије да би са површине Светског мора испарило 448.000 км³ воде, а са копна 71.000 км³ ово су просечне годишње вредности)! На сл. 29 приказан је годишњи утрошак топлотне енергије на Земљиној површини у ккал/см². Минималне вредности су у субтропским пустињама — мање од 10 ккал/см², јер је тамо мало воде те нема шта да испари. Максималне вредности су на океанским површинама такође у субтропским областима, у појасу између 20—40° с. ш. и 10—30° ј. ш. — свуда преко 100 ккал/см² · год.

Топлотна енергија утрошена за испаравање воде није изгубљена. Она се ослобађа и враћа у атмосферу због преласка водене паре у течно или чврсто стање. Износ ове *везане* или *латентне* топлоте је већи при директном прелазу водене паре у чврсто стање 677 ккал/кг; ова величина је мања за 79,7 ккал/кг при прелазу водене паре у течно стање (*20*, 174).

Термометри. Из физике је познато да се под температуром неког тела подразумева његово топлотно стање. Температура се изражава у степенима, а мери инструментима који се називају термометри.

Сви термометри раде на принципу да се тела шире при загревању, а скупљају при хлађењу. Најправилније реаговање на промене топлотног стања показује жива. Због тога се она користи за мерење температуре од 1659. године, дакле већ пуна три века. Па ипак, први термометар са живом, погодан за мерење температура, израдио је физичар Фаренхајт 1724. године.

Термометар[3]) се састоји из три дела. Први и најважнији његов део сачињава стаклена капиларна цев. Доњи крај цеви је проширен у мањи судић, лоптастог или цилиндричног облика, који служи као резервоар за чисту живу. Када се резервоар и мањи део цевчице напуне живом, резервоар се загрева, а жива у цевчици се шири и пење до врха истискујући пред собом

[1]) Од грч. adiabatos — непролазно, кроз шта се не може проћи.
[2]) Од лат. inversio — обрнут ред.
[3]) Грчки thérmos — топао и metron — мера.

ваздух. У тренутку када почне преливање живе из цевчице њен горњи крај се затопи. У тако затвореној цеви нема ваздуха. То омогућује несметано реаговање живе на промене температуре. Цевчица са живом причвршћује се за други део термометра — градуирану скалу и све то ставља се у његов трећи део — ширу и дебљу заштитну стаклену цев.

Сада су највише у употреби термометри са Целзијусовом (C) и Фаренхајтовом (F) скалом. Раније је била у употреби и Реомирова (R) скала. Основне вредности које су послужиле за израду скала су: тачка смрзавања и кључања воде на морском нивоу, односно мешавина снега и нишадора и температуре човечијег тела.

На Целзијусовој скали тачка мржњења воде у природним условима означена је са 0° а кључања са 100°. Ову скалу употребљавају народи Европе (сем Велике Британије) и Совјетског Савеза.

На истој основи била је израђена и Реомирова скала, са тачком мржњења воде на 0° и тачком кључања воде на 80°.

Фаренхајтова скала се разликује од предњих. За 0° (тз. нулту тачку) је усвојена температура мешавине нишадора и снега; мржњење воде на овој скали је на 32°, а њеног кључања на 212°. Ова скала се употребљава у англо-саксонским земљама и садашњим и некадашњим њиховим колонијама.

Однос између све три скале може се добити по овој формули:

$$\frac{F - 32}{9} = \frac{C}{5} = \frac{R}{4}$$

Пример: Претворити 100° F у °C и °R.

$$\frac{100 - 32}{9} = \frac{C}{5} \qquad \frac{68}{9} = \frac{C}{5} \qquad C = \frac{340}{9} = 37{,}7^\circ$$

$$\frac{100 - 32}{9} = \frac{R}{4} \qquad \frac{68}{9} = \frac{R}{4} \qquad R = \frac{272}{9} = 30{,}2^\circ$$

Описани термометар назива се прости или обични термометар. Он непрекидно реагује на промене температуре. Када би било потребно да се установи највиша и најнижа температура у току дана, онда би било потребно стално проматрање — свих 24 часа. То се у пракси не чини, јер су у ту сврху конструисани посебни специјални екстремни термометри.

Максимални термометар (сл. 30) служи за мерење највиших дневних температура. Од простог живиног термометра разликује се само по облику капиларне цевчице у којој је жива. Она је непосредно изнад резервоара јако сужена. Жива која изађе из резервоара не може да се врати када настане снижавање температуре, него остаје у положају који показује максималну дневну температуру.

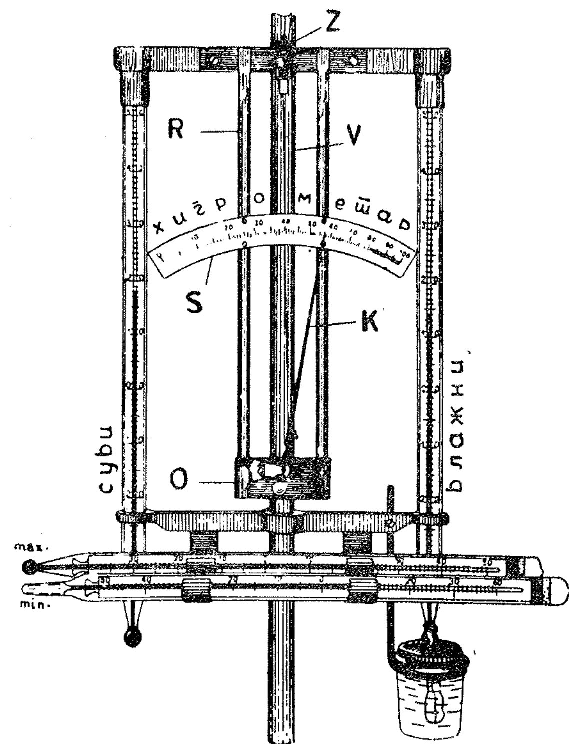
Максимални термометар поставља се тако да му резервоар буде нешто нижи од врха. Када се не би тако учинило, живин кончић би се откинуо, помакао напред и показивао би вишу температуру од стварне.

Минимални термометар (сл. 30) региструје најниже дневне температуре. Он има резервоар у облику двокраке виљушке који се пуни обојеним алкохолом пошто се жива мрзне на температури од —39° C. Виљушкаст облик резервоара омогућује већи додир алкохола у цеви са ваздухом. Овај термометар поставља се у хоризонтални положај. У његовој цевчици налази се мала стаклена шипчица. Док температура расте, алкохол пролази слободно поред ње ка врху термометра, а не покреће је. Али, при опадању температуре алкохол се повлачи и како је површински напон његовог менискуса јачи од трења шипчице, он је повлачи према резервоару. На тај начин страна шипчица окренута ка врху термометра показује најниже дневне температуре.

Посебну врсту термометра представљају психрометри[1]) (сл. 30). Они се састоје од два истоветна термометра; један од њих има резервоар обложен влажном тканином па се зато назива влажни термометар, за разлику од другог који то нема и назива се суви термометар. У колико ваздух није засићен воденом паром влажни термометар показује увек нижу темпе-

[1]) Грчки psyhros — студен, и metron — мера.

ратуру због трошења топлоте при испаравању воде са овлажене тканине. Из разлике температуре влажног и сувог термометра може се посредно одредити степен влажности ваздуха.



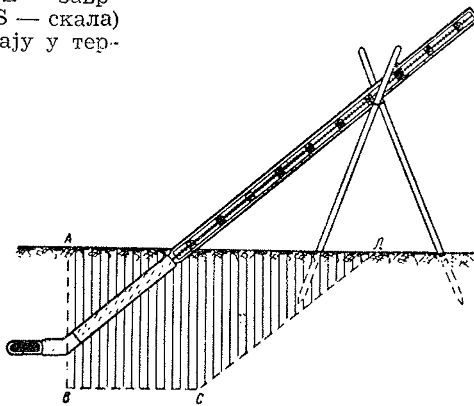
Сл. 30. — Максимални (max.) и минимални (min.) термометар, психометар (суви и влажни термометар) и хигрометар (R — рам, V — влас, Z — завртањ, O — осовиница, K — казаљка и S — скала) сви на носачу и у положају какав имају у термометарском заклону

За мерење температуре тла употребљавају се коленасти живини термометри (сл. 31). Они се стављају на дубине до 40 см. Резервоар се поставља у хоризонтални положај у дубини тла чија се температура тражи. Поред ових има и термометара који су смештени у заштитни метални оклоп; овај се забада притиском у тле и после 5 минута чита се његова темпратура на отвору који је заштићен стаклом.

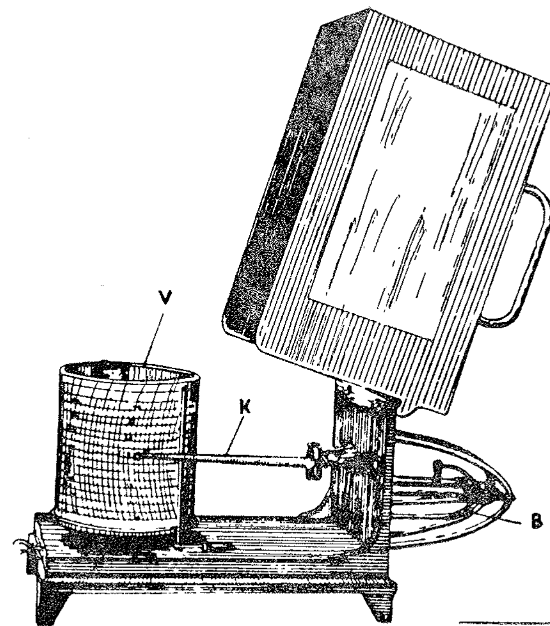
Термограф (сл. 32) је инструмент који непрекидно региструје температуре ваздуха. Он се састоји из више делова, међу којима су најважнији: Бурдонова цев испуњена алкохолом, која служи као термоелеменат (уместо ње може да се употреби и биметални прстен B — најчешће од челика и бакра); преносни механизам са казаљком K и ваљак V са сатним механизмом који се навија једном недељно.

При промени температуре ваздуха биметални прстен се истеже или скупља, што се одмах преноси на казаљку преко механизма; на казаљки је перо са хемијским мастилом (мастило са доста глицерина да се не би брзо сушило) и оно убележава све температурне промене на термографској хартији (сл. 33) обмотаној око ваљка.

Термограф се навија сваког понедељка у 7 часова по локалном времену, кључем који је причвршћен на горњој основи ваљка и то у правцу који показује стрелица угравирана поред кључа. Тада се мења и нова трака термографске хартије.



Сл. 31. — Коленасти живин термометар за мерење температуре тла; шрафирана површина АБЦД представља ископ земље ради постављања живиног резервоара у хоризонтални положај; пошто се термометар постави, рупа се затрпа

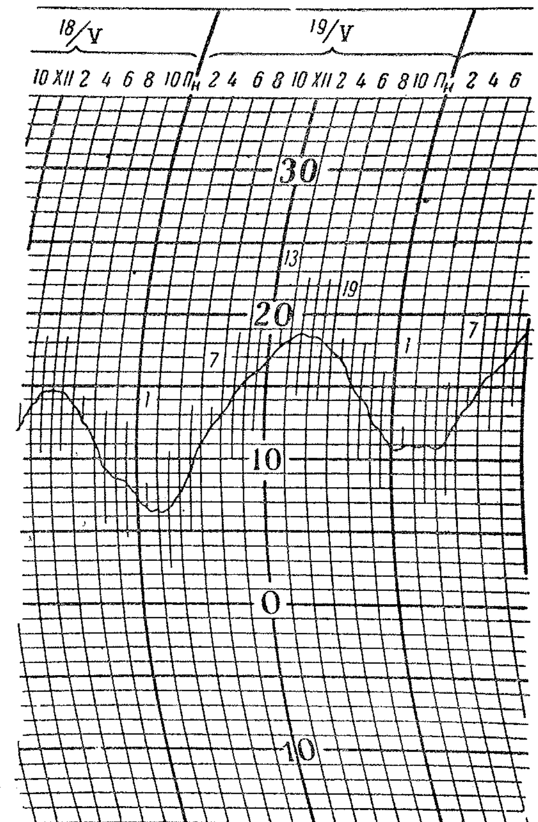


Сл. 32. — Термограф са подигнутим заштитним поклопцем да би се видела његова конструкција: B биметални прстен (или плочица), K казаљка са преносним механизмом и V ваљак са термографском хартијом

Термограф је мање тачан од живиног термометра, па се зато према њему регулише, померањем пера горе или доле помоћу завртња Z. Ова коректура врши се само ако између термографа и живиног термометра постоји разлика у температури већа од 0,5° C.

Осматрање температуре ваздуха и земље. Температура ваздуха мери се на 2 м висине изнад тла на термометрима који су заштићени од директног сунчевог зрачења, а истовремено су изложени слободној циркулацији ваздуха. Ово се постиже у тзв. термометарским заклонима или метеоролошким кућицама (сл. 34), које су саграђене од дрвета и превучене белом бојом споља и изнутра.

Осматрање температуре врши се три пута дневно — у 7, 14 и 21 час по локалном времену. Средња дневна температура добија се приближно када се саберу температуре ваздуха у 7 и 14 часова и томе дода удво-



Сл. 33. — Термографска хартија са уцртаним дневним током температуре ваздуха и убележеним кратким вертикалним цртицама да би се добио размак од по једног часа и тиме боље очитавале вредности; бројеви 1, 7, 13 и 19 представљају часове када је осматрач проматрао вредности на термометру и термографу, уносио у књижицу разлике на основу којих се добија таблица коректура термографа

јена температура у 21 час, па се све то подели са 4. Према томе, средња дневна температура t биће:

$$t = \frac{t_7 + t_{14} + 2t_{21}}{4}$$

У овом обрасцу су t_7, t_{14} и t_{21} температуре ваздуха прочитане у термометарском заклону у 7, 14 и 21 час по локалном времену.

На максималном и минималном термометру температуре ваздуха читају се
два пута дневно — у 7 и 21 час по локалном времену. После записивања /тем-
пературе у 21 час, максимални термометар се стреса, као и онај којим се мери
температура тела; ово се чини све дотле, док се живин конац у њему не спусти
до температуре коју показује обичан термометар. Стресањем максимални термо-
метар се оспособљава за функционисање у току следећег дана. Минимални тер-
мометар се оспособљава такође у 21 час, али на други начин: његов резервоар
треба тако поставити да он буде горе, а врх термометра доле. Тада се стаклена
шипчица спусти под дејством сопствене тежине до краја алкохола. По оспособ-
љавању оба термометра стављају се у метеоролошку кућицу на своја лежишта.

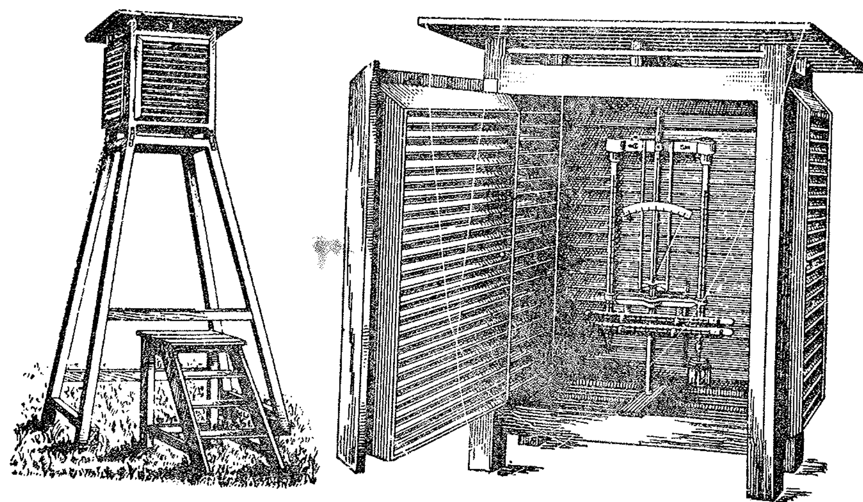
За пољопривреду је важно познавање минималних температура ваздуха
изнад самог тла — обично на 4 см висине. Мерење се врши помоћу минималних
термометара у 7 и 21 час, када се овај термометар оспособљава за функцио-
нисање у току следећег дана на већ указани начин. Ако је тле под снежним
покривачем, онда се минимални термометар ставља на исту висину изнад снега.

Температура земље мери се у исто време када и ваздуха али се средња дневна температура земљишта израчунава по обрасцу

$$t = \frac{t_7 + t_{14} + t_{21}}{3}$$

Подаци добијени по том обрасцу тачни су за дубље слојеве. За површин-
ски слој она даје податке који су у зимским месецима нижи од стварних при-
ближно за 0,5°C, а у летњим за 1,4°C.

Дневни ток температура ваздуха и тла. У току ноћи Земља израчује топлоту, те јој се површина расхлађује. Заједно са тлом хлади се и приземни слој ваздуха. Пред излазак Сунца, око 4 часа и 30 минута



Сл. 34. — Термографски заклон — општи изглед (лево) и његова унутрашњост (десно)

у просечном годишњем дану, и Земља и ваздух имају најнижу температуру. Али, са изласком Сунца почиње његово деловање. Међутим, како ујутру зраци падају под оштрим углом, земљиште се скоро не загрева, јер Земља и даље има већи расход топлоте од примања. Тек када се упадни угао зракова повећа и притицање Сунчеве топлоте буде веће од Земљиног израчивања, почиње постепено загревање земљишта и ваздуха. Уколико Сунце заузима виши положај, његови зраци падају под све већим углом и све више загревају тле и ваздух. После поднева почиње слабљење Сунчеве радијације, али се због Земљиног израчивања тле и ваздух и даље загревају; температура на површини тла достиже максимум у 13 часова, а ваздуха (на 2 м висине и у термометарском заклону) у 14 часова (таб. 10). После означеног времена Земљино израчивање не може да покрије укупне губитке топлоте, те зато наступа постепено хлађење тла и ваздуха све до изласка Сунца следећег јутра.

Месечне и годишње температуре. На основу дневних температура добијају се месечне и годишње. За добијање месечне температуре тла и ваздуха треба сабрати њихове просечне дневне температуре и збир поделити са бројем дана у месецу. Годишње температуре добијају се из месечних, када се ове саберу и збир подели са 12.

Табл. 10. — Ток температура ваздуха и тла у просечном годишњем дану

Часови	1	3	5	7	10	13	14	16	19
Ваздуха на 2 м.	8.61	8.12	7.78	9.65	13.55	16.11	**16.17**	15.16	11.35
Површина тла	7.32	6.87	6.55	9.73	19.34	**24.01**	23.01	18.65	10.71
Δ t = Тла-Ваздух	-1.35	-1.25	-1.23	0.08	5.79	7.90	6.84	3.49	-0.64

За климатолошка проучавања нарочито су значајне средње месечне и средње годишње температуре. Прве се добијају на тај начин што се саберу вредности месечних температура једног истог месеца у проматраном периоду и тај збир подели са бројем година периода. Из збира средњемесечних температура добија се деобом са 12 средња годишња температура ваздуха и тла у месту мерења за читав период.

Годишњи ток температуре ваздуха. Земља на северној хемисфери прими највећу количину Сунчеве топлотне енергије 22. јуна — на дан летњег солстиција. Па ипак, иако су у јуну дани најдужи, а крајем тог месеца је и радијација највећа, месечна температура није највиша тада, него у јулу. Тог месеца ваздух се загрева и излучивањем топлоте коју одаје прегрејано земљиште. Међутим, у приморским местима највиша месечна температура је у августу. До овог закашњења у односу на максимум радијације долази отуда, што се водене масе, великог топлотног капацитета, загревају спорије од копна, али се исто тако и спорије хладе од њега. Највеће одавање акумулиране топлоте водених маса мора северне хемисфере је у августу, те је, уз још увек значајно Сунчево зрачење, тог месеца температура ваздуха у приморским местима (и на острвима) највиша.

Најмању количину топлотне енергије Земља добија од Сунца на северној хемисфери 22. децембра — односно крајем године. Месечна температура ваздуха тог месеца није најнижа, јер се он тада загрева примањем Земљине топлоте. И зрачна енергија коју Земља прими од Сунца у јануару мања је од расхода, те се она тог месеца највише расхлади. Због тога су тада најниже и месечне температуре ваздуха.

Према томе, јули је најтоплији месец на северној а најхладнији на јужној Земљиној полулопти, док је јануар на северној најхладнији, а на јужној полулопти најтоплији месец.

10. ОСНОВНИ ТИПОВИ ГОДИШЊЕГ ТОКА ТЕМПЕРАТУРЕ ВАЗДУХА

Годишњи ток температуре ваздуха није подједнак у свим местима на Земљи, јер он зависи од њихове географске ширине, удаљености од мора, особина рељефа, као и од надморске висине. Први чинилац је најважнији; на основу њега издвојена су четири основна типа годишњег тока температура ваздуха, а у вези са удаљеношћу места од мора дати су и њихови континентални и маритимни варијетети.

Екваторијални тип. У полутарским областима Сунчеви зраци падају под углом од 66°33' у доба солстиција па до 90° у доба равнодневица. На самом полутару, где дан и ноћ преко целе године трају по 12 часова, Сунце је два пута у зениту, па непосредно иза његовог пролаза настају два топла периода. Али, његови зраци падају у току друга два периода под углом који је мањи од 90°, па крајеви око полутара тада примају нешто мању количину топлоте; тако настају два прохладна периода. Међутим, разлика у температурама ваздуха између топлог и прохладног периода је незнатна: она износи у континенталним местима до 7°C, у приморским до 3°C, а на осртвима до 1°C.

Годишњи ток температуре ваздуха екваторијалног типа може се уочити по подацима метеоролошке станице *Болобо* у Конгу, која је узета као представник континенталне варијанте и метеоролошке станице *Науру* на Гилбертовим острвима у Тихом океану, која је представник маритимне варијанте екваторијалног термичког типа. Болобо лежи на 330 м надморске висине и има следеће координате: $\varphi = +2°10'$ и $\lambda = +16°13'$, док Науру лежи на 5 м надморске висине и има координате: $\varphi = +0°32'$ и $\lambda = +166°55'$.

Табл. 11. — Годишњи ток температура ваздуха екваторијалног типа

М. С.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Болобо	25.6	25.0	**26.1**	25.8	25.6	25.5	25.2	25.6	**25.8**	25.2	25.0	24.9	25.5	1.2
Науру	27.4	27.6	27.7	**27.9**	**27.9**	27.8	27.5	27.6	**27.8**	**27.8**	27.7	27.6	27.5	0.5

Тропски тип има два периода: топли, са највишом температуром ваздуха пре летњег солстиција и прохладни са најнижим температурама ваздуха око зимског солстиција. Амплитуда температура није велика: у унутрашњости континента до 20°C, а у приморјима 5—6°C.

Годишњи ток температуре ваздуха чистог тропског типа континенталне варијанте показују подаци метеоролошке станице *Јурен-денци* у унутрашњости Аустралије, а маритимне станице *Ниује* на Тонга острвима у Пацифику, док је тропски тип али поремећен монсунима дат по подацима метеоролошке станице у *Рангуну*. Прва станица лежи на 168 м надморске висине и има координате: $\varphi = -21° 35'$ и $\lambda = +138°34'$; друга станица лежи на 21 м надморске висине а има координате: $\varphi = -19°2'$ и $\lambda = -169°55'$; трећа станица лежи на 12 м надморске висине и има координате: $\varphi = +16°47'$ и $\lambda = +96°13'$.

Табл. 12. — Годишњи ток температура ваздуха тропског типа

М. С.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI	Год.	Колеб.
Јурен-денци	30.9	30.3	27.9	24.4	19.8	16,7	15.8	18.0	21.1	26.4	29.0	**30.9**	24.4	15.1
Ниује	26.1	**26.3**	26.2	25.0	23.9	22.8	22.6	22.6	23.2	23.9	24.7	25.4	24.4	3.7
Рангун	23.7	25.2	27.3	**29.4**	27.9	26.4	26.0	25.9	26.2	26.7	25.7	24.2	26.2	5.7

Тип умерених ширина има максимум температуре ваздуха после одговарајућих летњих солстиција — у јулу односно јануару са закашњењем од једног до два месеца у приморским и океанским (острвским) местима. Најнижа температура је после зимских солстиција одговарајуће хемисфере — у јануару односно јулу. И најниже температуре се јављају у приморским местима са извесним закашњењем — до два месеца.

Годишње амплитуде су велике: у унутрашњости континента крећу се до 40°C, а у приморским местима до 8°C. Поред топлог и хладног доба у умереним ширинама разликују се још и два прелазна доба: у првом, пролећу, температуре ваздуха се нагло повишавају, а у другом, јесени, оне се нагло снижавају.

Због велике ширине умерених зона и знатних разлика у температури њихових супротних делова издвајају се у њима још по три мања појаса: *субтропски, стварни умерени и субполарни.*

Годишњи ток температуре умереног појаса субтропске континенталне варијанте приказан је по подацима метеоролошке станице *Телер,* која лежи у Тексасу (САД) на 178 м надморске висине са координатама $\varphi = +30°35'$ и $\lambda = -97°20'$, умереног појаса у ужем смислу континенталне варијанте по подацима метеоролошке станице *Београд* (СФРЈ), која лежи на 132 м надморске висине, док је субтропска маритимна варијанта показана по подацима осматрања метеоролошке станице *Лас Палмас;* она лежи на Канарским острвима и има надморску висину од 9 м и координате: $\varphi = +28°6'$ и $\lambda = -15°41'$. По подацима метеоролошке станице *Керквол* на Оркнејским острвима (Вел. Британија), која лежи на 50 м надморске висине и има координате: $\varphi = +58°56'$ и $\lambda = -2°45'$, приказан је годишњи ток температура ваздуха субполарне маритимне варијанте, док је мете-

ороложка станица *Чипвајен* на језеру Атабаски (Канада) представник субполарне континенталне варијанте; та станица лежи на 220 м надморске висине и има координате: $\varphi = +58°43'$ и $\lambda = -111°9'$.

Места са маритимном варијантом имају незнатне амплитуде, па било да се ради о субтропској станици (Лас Палмас) или субполарној (Керквол), што је последица термичких особина мора. Два до три пута је већа амплитуда температура ваздуха субтропске континенталне варијанте, као што је случај у Телеру у Тексасу. Нешто већу амплитуду показују места средњих ширина са континенталном варијантом, као нпр. Београд, а највећу представник субполарне континенталне варијанте, као Чипвајен у централној Канади. Веће амплитуде температура ваздуха у континенталним местима су последица термичких особина копна: она се лети загреје до знатних температура, а зими се расхлади, нарочито у субполарним областима.

Табл. 13. — Годишњи ток температуре ваздуха у умереним ширинама

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Телер	9.8	11,0	15.7	19.3	23.1	27.0	**28.6**	28,4	25.7	20.2	14.9	10.0	19.5	18.8
Лас Палмас	17.2	17.1	17.6	18.3	19.6	21.4	22.3	**23.2**	22.6	21.9	19.7	17.9	19.9	6.1
Београд	—0.2	1.0	6.2	12.0	16.8	20.4	**22.7**	21.3	17,8	12.7	8.0	1.1	11.6	22.9
Керквол	3.9	3.7	3.9	5.7	7.9	10.6	12.1	**12.2**	10.7	7.9	5.8	4.2	7.4	8,5
Чипвајен	—28.4	—21.6	—15.1	—3.0	5.7	11.6	**15.2**	13.2	6.9	0.3	—9.8	—18.8	—3.3	43.6

Поларни тип се одликује дугом зимом и кратким летом. Најниже температуре ваздуха су у фебруару или марту. Ово закашњавање је последица трајања поларне ноћи до марта на северној, а до септембра на јужној хемисфери, где су у то време најниже температуре. Највише температуре се јављају већином у јулу на северној а у јануару на јужној полулопти. Годишња амплитуда температура ваздуха у континенталним крајевима већа је од 60°, а у приморским се креће између 20 и 26°С. Представник поларног типа континенталне варијанте је *Верхојанск* у источном Сибиру који лежи на 122 м надморске висине и има координате: $\varphi = +67°33'$ и $\lambda = +133°24'$, а маритимне варијанте *Вајгач* на улазу у Карско море на надморској висини од 11 м и са координатама: $\varphi = +70°24'$ и $\lambda = +58°48'$.

Табл. 14. — Годишњи ток температуре ваздуха поларног типа

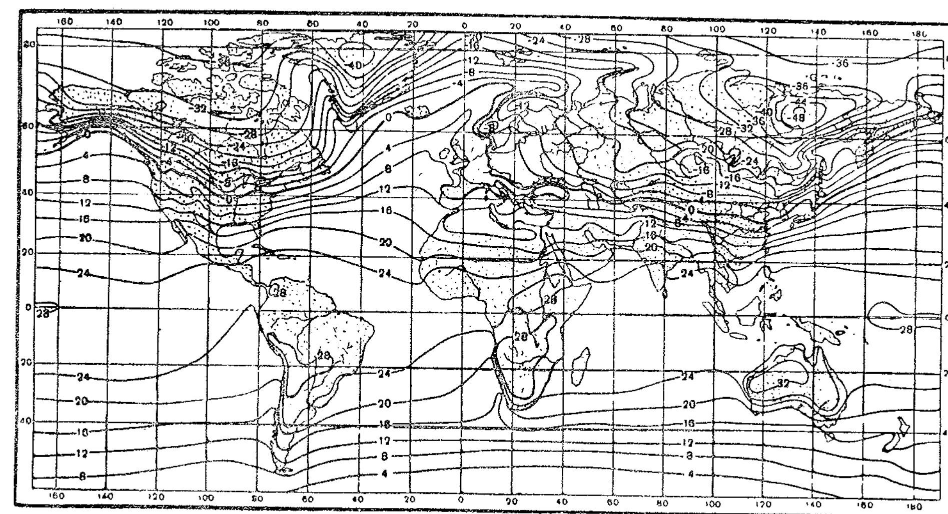
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Верхојанск	—50.1	—44.3	—30.2	—13.1	1.5	12.6	**15.1**	10.0	2.4	—14.6	—36.8	—46.5	—16.1	65.2
Вајгач	—19.5	—20.0	—17.4	—12.8	—4.0	1.2	4.9	**5.8**	1.6	— 3.2	—11.2	—17.0	— 7.6	25.8

Утицај мора и копна на температуру може се уочити из података осматрања и мерења метеоролошких станица, које су представници маритимне односно континенталне варијанте сва четири главна типа годишњег тока температуре ваздуха.

11. ЈАНУАРСКЕ, ЈУЛСКЕ И ГОДИШЊЕ ИЗОТЕРМЕ

Температуре ваздуха су неједнаке у појединим местима истог термичког типа због лоптастог облика Земљиног и утицаја мора. Да би се о њима ипак добила јаснија слика, спајају се на географској карти сва места са једнаким температурама помоћу линија које се називају *изотерме*[1]). Али, пошто на температуре утиче и надморска висина места оне се морају свести на морски ниво.

На картама се најчешће наносе средње месечне и средње годишње изотерме ваздуха, воде и тла.



Сл. 35. — Карта јануарских изотерми ваздуха над континентима и океанима

Јануарске изотерме (сл. 35) очигледно показују термичке супротности мора и копна. Топле воде Голфске струје у Атлантику и Куро Шиво у Тихом океану продиру далеко на север. При томе оне одају огромну количину топлоте, која загрева ваздух изнад североисточног Атлантика и северног Пацифика. У првом океану изотерма од 0°С допире у јануару до 72° с.г.ш. Насупрот томе, пространа површина евроазијског копна јако се расхлади. Највеће расхлађивање је у североисточном Сибиру, у Јакутији, где се тада појављује тзв. „пол хладноће" — са средњим месечним температурама испод —50°С. Изотерма од 0°С повија од Атлантика у Западној и Средњој Европи ка југу до 45° с.г.ш., а у Азији и до 35° с.г.ш. (у Кини), да би, на Пацифику, преко Кореје и Јапана, скренула према северу до 55° с.г.ш. (Алеутска острва).

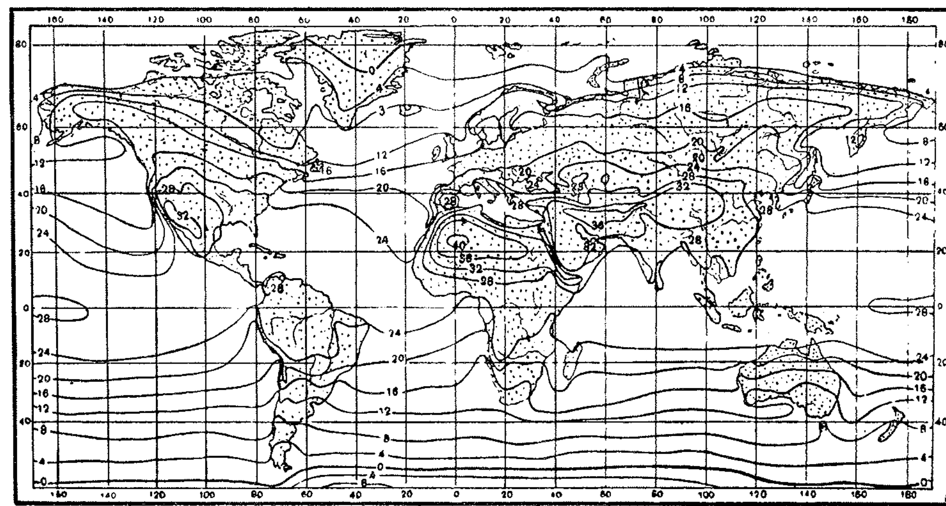
Према томе, јануарске изотерме су повијене изнад мора према северу, а изнад копна према југу. Исту појаву запажамо на северноамеричком континенту, а нешто слабије изражену на океанима и кон-

[1]) Од грчког isos — једнак и therme — топлота.

тинентима јужне полулопте. Топлотни центри, ограничени изотермом од 30° С налазе се у јануару у југозападној Африци и северној Аустралији, док је термички екватор нешто јужније од полутара.

Јулске изотерме (сл. 36) имају друкчије положаје од јануарских. Оне су јако извијене у правцу севера на континентима, а незнатно у правцу југа на океанима; узизетак чине југозападне обале Јужне Африке и Јужне Америке, поред којих теку хладне струје према екватору и утичу на температуру ваздуха изнад приобалског појаса копна.

„Пол хладноће" у јулу на Антарктиди, где изотерма од —45° С захвата пространу област са пречником од око 1000 км. Апсолутно минимална температура ваздуха забележена на совјетској антарктичкој станици „Васток" износила је — 88,3°С (24. VIII 1960.). У исто време изотерма од 30°С обухвата Сахару, Арабију и Средњу Азију,

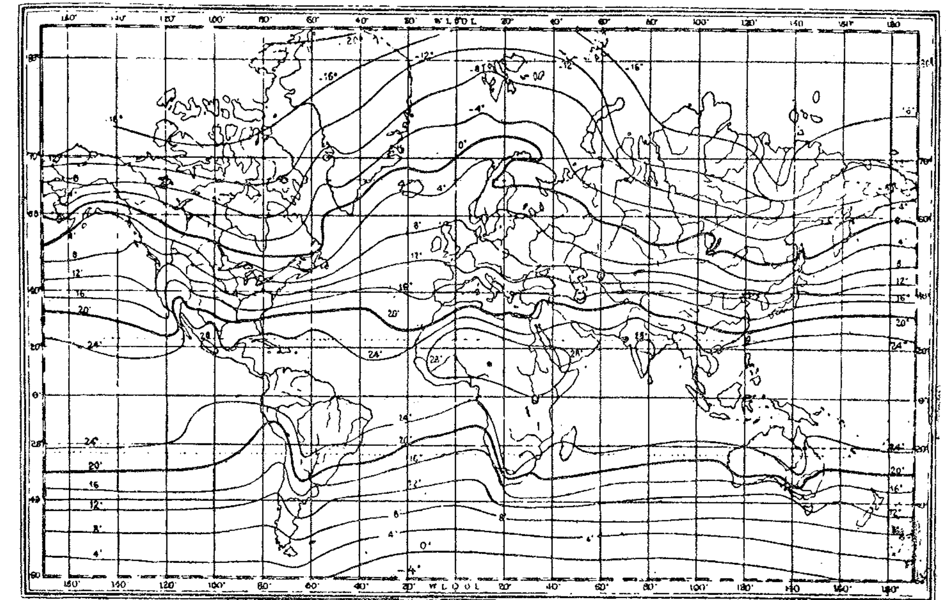


Сл. 36. Карта јулских изотерми ваздуха изнад континената и океана

као и Неваду, Аризону и северни Мексико у Америци; у централној Сахари налази се и мања територија ограничена изотермом од 40°С. У пустињи Либији и Долини Смрти у Невади честе су температуре изнад 50°С. Апсолутно највиша температура на Земљи забележена је 13. септембра 1922. године у Ел-Азизи ($\varphi = 32°32'$ с.г.ш. и $\lambda = 13°01'$ и.г.д.) у Либији; она је износила 58,0°С, док је у Долини Смрти 10. септембра 1913. године забележена температура од 56,7°С. Термички екватор лежи у јулу изнад океана 3—5°, а изнад копна и до 20° г.ш. северније од полутара.

Годишње изотерме дате су на основу података о средњим годишњим температурама ваздуха. Њихов положај је сличан јануарским изотермама, само с том разликом, што су на истом упореднику мања температурна одступања (сл. 37.). Годишња изотерма од 0°С допире у

Северном Леденом океану до 75° с.г.ш., што је последица топлоте примљене из вода Голфске струје. На јужној полулопти ова изотерма иде скоро паралелно са 60° ј.г.ш., док се изотерма од 10°С готово поклапа



Сл. 37. — Карта годишњих изотерми ваздуха изнад континената и океана

са 45° ј.г.ш. На северној полулопти она је претежно извијена према северу и пружа се углавном око 45° с.г.ш. Изотерме од 20°С обухватају скоро целу Африку, јужну Азију, северну Аустралију, највећи део Јужне Америке и Мексико. Термички екватор није на полутару, него око 10° с.г.ш.

12. ТОПЛОТНИ ПОЈАСЕВИ

По подацима које је прорачунао Мајнардус (1925.) средње температуре упорденика износе у °С (таблица 15):

Табл. 15. Средња температура ваздуха на појединим упоредницима у °С

Упоредник	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	Колеб.
Северна ширина											
Јануар	26.3	25.8	21.8	14.5	5.0	−7.1	−16.1	−26.3	−32.2	−41,0	67.4
Јули	25.6	26.9	28.0	27.3	24.0	18.1	14.1	7.3	2.0	− 1,0	29.0
Год.	26.2	26.7	25.3	20,4	14.1	5.8	−1.1	−10.7	−17.2	−22,7	49.4
Δ t⁰	0.9	1.4	6.2	12.8	19.0	25.2	30.2	33,6	34.2	40,0	—
Јужна ширина											
Јули	—	23.9	20.0	14.7	9.0	3.0	−10.3	−23.9	−36.3	−42.0	65.9
Јануар	—	26.3	25.4	21.9	15.6	8.3	1.2	− 1.3	− 7.4	−11.0	37.3
Год,	—	25.3	22.9	18.4	11.9	5.5	− 4.1	−13.3	−24.7	−30.0	55.3
Δ t⁰	—	2.5	5.5	7.2	6.6	5.3	11.5	22.6	28.9	31.0	—

Из података датих у табл. 15. очигледно је:

1. да је најтоплији упоредник на Земљи 10° с.г.ш.;

2. да је полутар најтоплији у јануару, док је у јулу најтоплији упоредник 20° с.г.ш.;

3. да се температуре нагло снижавају ка половима;

4. да је средња годишња температура ваздуха виша на северној полулопти, изузев 55° ј.г.ш., на којем су температуре обе хемисфере једнаке;

5. да се годишње колебање температуре повећава ка половима. амплитуде температура на северној полулопти веће су за 9° С, што је последица утицаја различитог загревања великих копнених маса и океана, док на јужној полулопти преовлађују океани, те су стога и амплитуде незнатне.

Помоћу средњих температура појединих упоредника прорачунате су температуре Земљиних топлотних појасева и оне износе у °С:

Полулопта	Топлотни појас тропски	умерени	Разлика
Северна	26.0	12.2	13.8
Јужна	24.4	11.1	13,3
Разлика	1.6	1.1	—

Као што се види, оба топлотна појаса на северној полулопти су топлија од оних на јужној за 1,6° или 1,1°, односно просечно за 1,3°С.

У месецима са екстремним температурама у години температура ваздуха износи у °С.

	Јануар	Јули	Година	Год. колебања
Северна полулопта	8.1	22.4	15.2	14.3
Јужна полулопта	17.0	9.7	13.3	7.3
Цела Земља	12.6	16.0	14.3	3.4

На основу горњих података може се закључити:

1. да је зима на северној полулопти за 1,6° хладнија него на јужној полулопти (t_S VII — t_N I);

2. да је лето на северној полулопти за 5,4° топлије него на јужној (t_S VII — t_S I);

3. да северна полулопта има скоро два пута већа колебања температура него јужна;

4. да је због пространих континенталних маса на северној полулопти, које се лети прегреју, Земља у јулу топлија за 3,4°С него у јануару, иако је тада даља од Сунца за око 5 милиона км.

Топлотни појасеви на Земљи имају астрономски одређене границе: топли — између 23°27' с.и.ј.г.ш., тј. он лежи између повратника; умерени — између 23°27' и 66°33' на обема ширинама, односно, они леже између оба повратника и обе поларнице; северно од 66°33' на с.г.ш. и јужно од 66°33' на ј.г.ш. леже хладни појасеви.

Тако ограничени топлотни појасеви не одговарају стварном стању, те су њихове границе издвојене по положају изотерми. Топли појас лежи између годишњих изотерми од 20°С, док умерени појасеви леже између годишњих изотерми од 20° и јулске изотерме од 10° на северној, а јануарске изотерме од 10° на јужној полулопти. Северно од јулске изотерме од 10°С лежи северни хладни појас, док се јужно од јануарске изотерме од 10°С простире јужни хладни појас.

Границе између топлотних појасева уочавају се у природи и по представницима биљног света. Граница између топлог и умерених појасева иде кроз крајеве који раздвајају степску од пустињске вегетације, изузев област монсунске Азије. Знатно јаснију границу имају умерени и хладни појасеви: она се углавном пружа по узаном појасу који изразито одваја тундру од тајге.

13. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА НА ПЛАНИНАМА И У СЛОБОДНОЈ АТМОСФЕРИ

Температура ваздуха на планинама. — Ваздух се загрева претежно оном топлотом коју одају земљиште и водене масе. Због тога су нижи или приземни слојеви ваздуха топлији од његових виших слојева. То је главни узрок опадању температуре ваздуха са порастом надморске висине. Али, иако је снижавање температуре неједнако у разним местима, ипак се на основу многобројних осматрања узима да оно износи просечно око 0,6°С на сваких 100 м висине.

Снижавање температуре ваздуха на сваких 100 м висине назива се *термички градијент* или *вертикални температурни градијент*. Његова величина се мења у току године и у истом месту. То показују подаци годишњег тока температура ваздуха на Илици и на Бјелашници (табл. 16). Прва метеоролошка станица лежи на висини од 497 м а друга на 2067 м — тј. између њих постоји висинска разлика од 1570 м. Она је довољна да се уоче променљивости термичког градијента.

Табл. 16. — Температура ваздуха на Илици (И) и на Бјелашници (Б) са вредностима термичког градијента (TG) у периоду 1925—40. године

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
И	−1.8	−1.3	4.0	9.4	13.7	16.9	**18.9**	17.5	14.2	9.9	6.2	−0.4	8.9°C
Б	−6.9	−8.0	−5.6	−1.7	2.8	7.4	**10.0**	9.4	6.6	2.7	−0.6	−5.7	0.9°C
Δt	−5.1	−6.7	9.6	7.7	10.9	9.5	8.9	8.1	7.6	7.2	5.6	−5.3	8.0°C
TG	·325	·427	·542	·491	**·694**	**·605**	·507	·516	·484	·458	·357	·338	·508°C/100m

Још очигледнији утицај висине планина на опадање температуре ваздуха пружа пример Триглава. За израчунавање термичког градијента узети су подаци осматрања метеоролошких станица Обира

(2140 м) и Железне Капле (554 м) — обе у Корушкој, па је на основу података станице у Бохињској Бистрици (507 м) добијен годишњи ток температуре ваздуха на различитим висинама Триглава (табл. 17).

Табл. 17. — Температура ваздуха на различитим висинама на Триглаву у периоду 1925—40 год.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
2863 m	−7.8	−8.9	−8.5	−8.2	−4.3	0.0	3.2	4.1	1.6	−1.7	−3.3	−4.7	−3.4
2500	−7.1	−7.7	−6.5	−6.4	−2.0	2.2	5.0	6.0	3.4	0.0	−3.9	−4.1	−1.8
2110	−6.4	−6.3	−4.5	−3.9	0.6	4.8	7.5	8.2	4.4	1.7	−2.8	−3.3	0.0
2000	−6.2	−6.1	−3.9	−3.1	1.4	5.4	8.1	9.3	5.9	2.6	−2.5	−3.2	0.6
1500	−5.3	−4.3	−1.3	−0.0	4.6	8.6	11.0	11.5	7.8	4.5	−0.9	−2.2	2.8
507	−3.5	−1.0	−3.8	6.3	11.1	14.8	16.8	17.0	13.4	9.0	2.3	−0.3	7.8

На врху Бјелашнице (таб. 16) температуре ваздуха ниже од 0°C трају 6 месеци, док је средња годишња температура позитивна (0,9°C). Међутим, на Триглаву (таб. 17), који је за скоро 800 м виши од Бјелашнице, температуре ваздуха ниже од 0°C трају 8 месеци; средња годишња температура је негативна и износи —3.4°C; на висини од 2110 м она је једнака 0°C.

Колебање температуре ваздуха опада са висином: у Бохињској Бистрици оно износи 20.3°C, на 1500 м 16.8°C, на 2000 м 15.5°C, на 2110 м 16.4°C, на 2500 м 13.7°C и на врху Триглава, на 2863 м 13.0°C.

Помоћу термичких градијената (TG) за Бјелашницу (табл. 16) и Триглав (табл. 17) могу се задовољавајућом тачношћу прорачунати средње месечне и средње годишње температуре ваздуха на другим нашим високим планинама.

При изради изотермних карата средње месечне и средње годишње температуре своде се на морски ниво по обрасцу

$$t_o = \frac{H \cdot TG}{100} + t_{sr}$$

у којем је t_0 температура ваздуха сведена на морски ниво, H надморска висина места чија је средња температура t_{sr} а TG је термички градијент. Нпр. температура ваздуха на врху Бјелашнице сведена на морски ниво износи:

$$t_o + \frac{2067 \cdot 0.51}{100} + 0.9 = 10,56 + 0.9 = 11,46°C$$

Вредност годишњег термичког градијента зависи од неких географских чинилаца, међу којима су најзначајнији географска ширина, континенталност, облици рељефа и облачност.

Утицај географске ширине није велики. Тако годишњи термички градијент износи на планинама око полутара 0.61°C а у планинама северног умереног појаса 0.55°C.

Утицај континенталности је променљив на разним географским ширинама. У тропским приморским планинама и планинама на океанским острвима годишњи термички градијент износи 0.54°C, док је на тропским планинама, које су удаљене од океана, он нешто већи —0.62°C. Највећу његову величину имају приморске планине умерених ширина — 0.65°C; на планинама ових ширина које су удаљене од мора он износи 0.56°C.

Утицај рељефа зависи од његових облика. На заталасаним планинским платоима он износи 0.43°, на бреговитом терену 0.54°, на рељефу са стрмим падинама 0.64°, док између оближњих врхова који нису заклоњени другим вишим врховима годишњи термички градијент достиже величину од 0.75°C на сваких 100 м висине.

Утицај облачности је велики. Тако је Ziринг констатовао да при ведром времену годишњи термички градијент на Јури износи просечно 0.40°C, а при облачном 0.62°C. Ту разлику он објашњава вишом температуром при ведром времену како на подпланинским тако и на планинским метеоролошким станицама.

Максималне и минималне вредности годишњег термичког градијента у различитим климатским условима дате су у таблици 18.

Табл. 18. — Вредности годишњег термичког градијента (до 1 км висине изнад тла)*)

Општи климатски услови	Максималне вредности		Минималне вредности	
	Годишње доба или месеци	Промена C°/100 м	Годишње доба или месеци	Промена C°/100 м
Влажна клима тропских шума	Месеци са мало падавина	> 0,5	Месеци са много падавина	≧ 0,5
Клима савана	Суво доба	> 0,6	Кишно доба	≧ 0,45
Пустињска клима на западним обалама континената у тропима и суптропима	Претежно у другој половини године	< 0,4	Претежно у зимској половини године	≦ 0,2
Пустињска клима у унутрашњости континената у тропима и суптропима	Летња половина године	≧ 0,8	Зимска половина године	> 0,5
Умерени суптропски климат са сувим летом	Зимска половина године	> 0,6	Летња половина године	< 0,5
Клима умерених ширина — хладна зима	Летња половина године	≧ 0,6	Зимска половина године	0—0,5
Маритимни климат умерених ширина на западним обалама континената	Пролеће	> 0,5	Зима	0—0,5
Клима у областима полова хладноће на северној полулопти	Летња половина године	> 0,6	Зимска половина године	< 0
Поларна клима — клима вечите хладноће	Летња половина године	≦ 0	Зимска половина године	< 0

Из података датих у таб. 18 очигледно је да се при израчунавању вредности термичког градијента у областима изван наше земље морају

*) По Х. Лаутензаху и Р. Бегелу

узети његове одговарајуће величине. Екстремне вредности термичког градијента утврђене су у североисточном Сибиру, где износе зими 1,84°C, а лети 0,81°C.

Температура ваздуха у слободној атмосфери проучавана је у свим географским ширинама на висинама до 18 км, али се сабрани подаци односе на различите периоде. Због тога они приказују само приближно стање температуре ваздуха на одређеним висинама. За дужи низ година ти подаци имају следеће вредности (табл. 19).

Табл. 19. — Средње годишње температуре ваздуха у слободној атмосфери у °C (*20*, 121)

Висина у ки		Тле	1	2	4	6	8	10	14	16
Н. Земља,	+77°	−11.8	−13.2	−14.3	−22.0	−34.9	−50.9	−52.3	−43.1	—
С. Луис.	+40°	11.0	6.8	2.7	− 7.3	−20.2	−34.8	−47.8	−56.7	−56.7
Џакарта	−6°2′	26.4	20.6	15.0	4.1	− 7.1	−19.3	−34.1	−67.7	−79.2

Као што показују подаци у табл. 13 на већим висинама у слободној атмосфери температура ваздуха опада не само са надморском висином него и са географском ширином: на горњој граници тропосфере она је нижа на екватору него на половима.

Средњи годишњи термички градијент за ваздух у слободној атмосфери креће се на Новој Земљи између 0.11° (за висине од 1 до 2 км) и 0,80° (за висине од 6 до 8 км), у Сент Луису од 0.01° (за висине од 14 до 16 км) до 0.73° (за висине од 6 до 8 км) и у Џакарти између 0.55° (за висине од 2 до 4 км) и 0.84°C (за висине од 10 до 14 км).

Мерењем температуре ваздуха на великим висинама у слободној атмосфери одређена је доња граница стратосфере, чија се висина повећава са смањивањем географске ширине (*2*, 123):

Место	Географска ширина	Почетак стратосфере	Температура на њему
Лењинград	59.7°	9.6 км	—54.0°
Павија	45.2°	11.2	—58.7°
Агра	27.2°	16.3	—73.9°
Џакарта	—6.2°	17.0	—85.2°

Годишњи ток температуре ваздуха у слободној атмосфери изнад Средње Европе може се уочити из података које је средио А. Вегенер (табл. 20).

Табл. 20. — Годишњи ток температуре ваздуха у слободној атмосфери изнад Средње Европе по А. Вегенеру (*20*, 125)

Висина у км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
16	−57.9	−57.1	−56.1	−54.8	−52.8	−50.6	−49.1	−49.3	−51.4	−54.4	−57.0	−58.1
13	−58.3	−58.0	−56.9	−55.1	−53.0	−51.1	−50.2	−50.6	−52.2	−54.2	−56.2	−57.7
11	−57.6	−57.3	−55.7	−53.8	−52.0	−50.3	−49.0	−48.3	−48.9	−50.9	−53.8	−56.4
10	−54.4	−55.1	−54.4	−52.4	−49.7	−46.8	−44.7	−43.9	−44.8	−46.9	−49.7	−52.5
9	−49.2	−50.4	−50.6	−49.2	−45.8	−41.6	−37.9	−36.8	−38.3	−41.4	−44.7	−47.3
7	−36.0	−37.5	−38.0	−36.5	−32.4	−27.2	−23.0	−21.9	−23.9	−27.6	−31.2	−33.9
5	−21.9	−22.7	−23.1	−22.1	−19.0	−14.2	− 9.8	− 8.1	− 9.8	−13.8	−17.8	−20.5
3	− 9.3	−10.5	−10.5	− 9.4	− 6.4	− 2.1	1.7	3.1	1.4	− 2.3	− 6.0	− 8.5
2	− 5.4	− 5.7	− 5.3	− 3.9	− 0.9	3.2	6.8	8.2	6.5	2.7	− 1.3	− 4.2
Тле	− 1.5	− 0·9	1.8	5.4	9.5	13.3	16.3	17.4	15.7	11.3	5.6	0.8

Подаци дати у табл. 20 показују да се просечне екстремне температуре ваздуха премештају са висином у разне месеце. Нарочито су велика померања код минималних температутра: најнижа температура изнад тла је у јануару, на висини од 2 км у фебруару, док је на висинама од 3 до 9 км у марту; на већим висинама она се опет помера у фебруар, односно јануар и децембар. Ова појава запажена је и за екстремне температуре на високим планинама (табл. 16 и 17). Максималне температуре ваздуха у Средњој Европи до 11 км висине су у августу, а у већим висинама у јулу.

П. Вујевић (*20*, 126) указује да се померање екстремних температура ваздуха на великим висинама у друге месеце дешава због „конвективних струја, ослобађања топлоте при кондензацији водене паре и топлотног зрачења". При томе је нарочито важан други чинилац: водена пара снижава температуру нижих слојева ваздуха испаравањем, а њеном кондензацијом на већим висинама ослобађа се топлота; даље, водена пара не спречава загревање конвективним струјањем и зрачењем, али кондензацијом односно стварањем облака умањује хлађење високих слојева тропосфере

Разлике у температури ваздуха слободне атмосфере и на високим планинама. — Истовременим мерењем температура ваздуха у слободној атмосфери и на оближњим високим планинама (у Швајцарској за врх *Сентис*, 2500 м) утврђено је: „да је слободна атмосфера, у зимској половини године, и ујутру и по подне топлија од ваздуха над Сентисом, просечно за 1.0°, док је лети у оба времена нешто хладнија, у просеку за 0.5°, а у пролећу је ујутру топлија, по подне хладнија. Просечно је, у средњем годишњем дану, Сентис у 14 часова готово за 0.3° топлији од околне слободне атмосфере, али је у 7 часова за 0.9° хладнији па је, и у просечној дневној вредности, тај планински врх нешто хладнији од околне слободне атмосфере" (*20*, 127).

На висоравнима централног *Тибета* у летњој половини године (март—септембар) температура ваздуха у приземном слоју виша је за 7—9° а у источном делу Тибета за 4—6°C од температуре слободне атмосфере на истој висини а за 35° с. г. ш. Зими је ваздух хладнији изнад висоравни Тибета него на истој висини у слободној атмосфери; то је последица температурне инверзије.

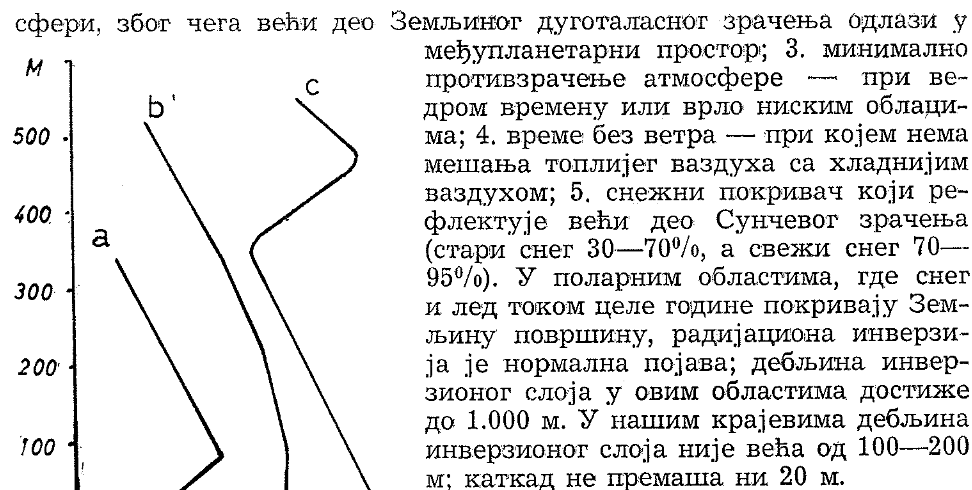
14. ИНВЕРЗИЈЕ ТЕМПЕРАТУРЕ ВАЗДУХА

У посебним временским условима појављује се повећање температуре ваздуха са порастом висине, које се у метеорологији назива *температурном инверзијом*[1]). По узроку постанка разликују се четири типа инверзија.

Радијациона или *приземна инверзија* (сл. 38, а), је карактеристична појава у току зиме. Она обухвата приземни слој ваздуха и образује се под следећим условима: 1. неопходно је да је Земљино израчивање топлоте дуготаласним зрачењем веће од укупне примљене топлоте краткоталасним или Сунчевим зрачењем; ово је могуће зими, поготову за време дугих ноћи; 2. незнатна величина апсолутне влаге у атмо-

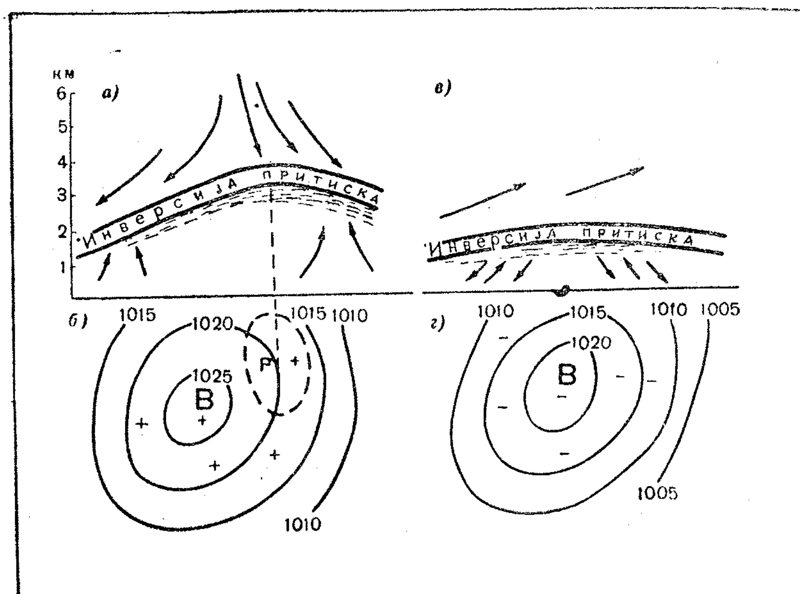
[1]) од латин. inversio — преокрет, обрт, искретање.

сфери, због чега већи део Земљиног дуготаласног зрачења одлази у међупланетарни простор; 3. минимално противзрачење атмосфере — при ведром времену или врло ниским облацима; 4. време без ветра — при којем нема мешања топлијег ваздуха са хладнијим ваздухом; 5. снежни покривач који рефлектује већи део Сунчевог зрачења (стари снег 30—70%, а свежи снег 70—95%). У поларним областима, где снег и лед током целе године покривају Земљину површину, радијациона инверзија је нормална појава; дебљина инверзионог слоја у овим областима достиже до 1.000 м. У нашим крајевима дебљина инверзионог слоја није већа од 100—200 м; каткад не премаша ни 20 м.



Сл. 38. — Различити типови расподела температуре ваздуха са порастом висине: a — приземна инверзија; b — приземна изотермија, c — инверзија у слободној атмосфери (по С. П. Хромову)

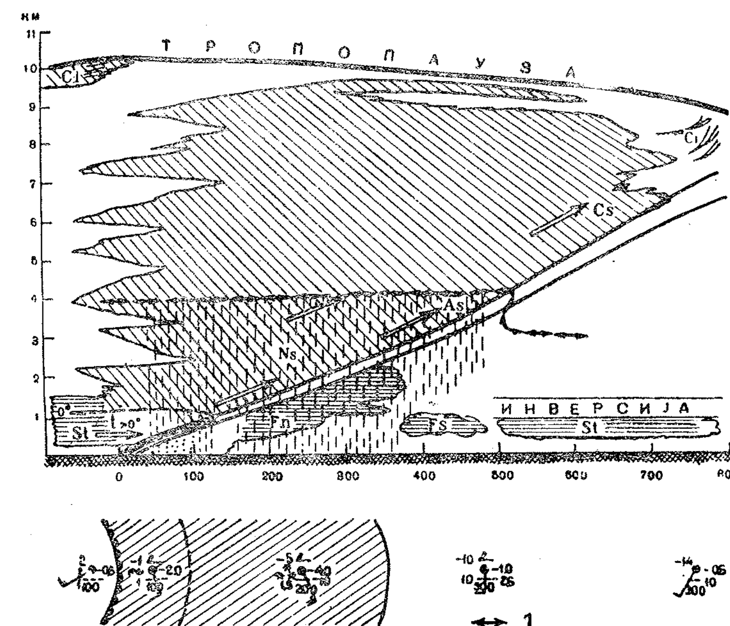
Висинска инверзија (сл. 38, c) се формира у слободној атмосфери и у два случаја: прво, у граничној зони двеју ваздушних маса са различитим брзинама кретања, и, друго, изнад горње површине слоја облака а при интензивном ноћном израчавању топлоте дуготаласним зрацима.



Сл. 39. — Образовање инверзије спуштања ваздушних маса (односно инверзије компресије или притиска) у антициклону који јача (а) и слаби (в); испод хоризонталне црте приказане су изобаре првог (б) и другог антициклона (г) (по И. Г. Пчелку)

Инверзија спуштања ваздушних маса или *инверзија компресије* (сл. 39) се такође формира у слободној атмосфери. До овакве инверзије долази на тај начин што се хладнији ваздух спушта ка нижим слојевима, али се при том он динамички загрева, па може бити топлији од приземног слоја ваздуха.

Фронтална инверзија настаје на додиру различитих ваздушних маса. При кретању хладног фронта (од. 33) топлији ваздух се издиже изнад хладнијег. До исте појаве долази и на топлом ваздушном фронту, када топли ваздух належе на хладну ваздушну масу и при том је исклињава (сл. 40). Пошто се ваздушни фронтови крећу брзинама од 30—50 км/час (хладни ређе и брзином до 100 км/час) фронталне инверзије температуре ваздуха настају брзо; оне су праћене фронталним падавинама (од. 33).



Сл. 40. — Инверзија на топлом фронти и у самој ваздушној маси; дебља линија између тропопаузе и земље, на висини од око 4 км, представља доњу границу кристалића леда, који служе као кондензациона језгра (по И. Г. Пчелку)

У нашим крајевима су честе инверзије темпераутре ваздуха. Посебан привредни значај имају радијационе инверзије у току првих пролећних ноћи, када расхлађени ваздух може нанети велике штете усевима и процветалим воћкама. Да би се биље заштитило од мраза, треба смањити интензитет дуготаласног израчивања топлоте, што се код нас постиже паљењем влажне сламе и образовањем слоја дима високог неколико метара. У исту сврху у воћњацима Калифорније служе специјалне петролејске пећи. Оне загревају ваздух, али исто-

времено стварају дим и маглу, која ионако угрожава некада лепо поднебље Калифорније. Због тога се у новије време уместо петролејских пећи користе велике елисе, покретане снажним моторима; оне покрећу ваздух и не допуштају му да се задржи у месту и прехлади се.

Најбољи пример температурне инверзије је Целовачка котлина. Она је опкољена високим планинама и зими је испуњена масом прехлађеног ваздуха просечне моћности око 650 м. На јужном ободу те котлине јануарске и зимске изотерме имају ове величине:

Метеорол. станица	Висина у м	Температура у °C	
		Јануар	Зими
Обир	2140	−7.2	−6.8
Мали Обир II	1612	−5.3	−4.6
Мали Обир I	1230	−4.5	−3.8
Графштајн	1096	−3.2	−2.5
Језерско	900	−3.2	−2.6
Железна Капла	554	−4.3	−3.1
Целовац	440	−6.4	−4.8

Због честих температурних инверзија немогуће је гајење неких биљних култура по дну дубоких планинских котлина, крашких поља и увала, које су повремено права „језера" испуњена прехлађеним ваздухом. Такве културе успевају на падинама котлина и крашких поља, где су мање опасности од мразева.

Појава инверзије температура је веома значајна и за климу градова (глава VII). Инверзија изазива стабилност ваздушног слоја у којем се развије, чиме престаје могућност конвективног издизања изнад тог слоја. Стога се испод њега изнад градова сакупља дим. Он погодује образовању магле, која, као какав огроман застирач, лебди над градом. Због постојања сталне инверзије температуре ваздуха изнад Лос Анђелоса и огромних маса загађеног ваздуха, који одају индустрија, домаћинства и три милиона аутомобила, погоршано је поднебље у овом граду.

III. ВАЗДУШНИ (АТМОСФЕРСКИ) ПРИТИСАК

15. МЕРЕЊЕ АТМОСФЕРСКОГ ПРИТИСКА

Познати италијански физичар Торичели одредио је 1643. године тежину ваздушног стуба атмосфере до њене горње границе. За свој оглед употребио је **живин барометар**[1]), који се састоји од суда C са живом и стаклене цеви B дугачке 90 см са пречником од 7 мм (сл. 41).

У суд C улије се жива до извесне висине. Са њом се напуни и цев B која је затворена на једном крају; на њен отвор стави се прст, а цев се окрене и зарони у живу у суду. Када се прст потом уклони, жива у стакленој цеви спусти се до одређене висине h. Ова висина није увек иста: на површини мора она износи око 760 мм (на 45° г. ш. и при температури од 0°), на 2000 м изнад мора око 600 мм, док је на висини од 10 км изнад мора висина живиног стуба у цеви свега 200 мм.

[1]) Од грчког baros — тежина и metron — мера.

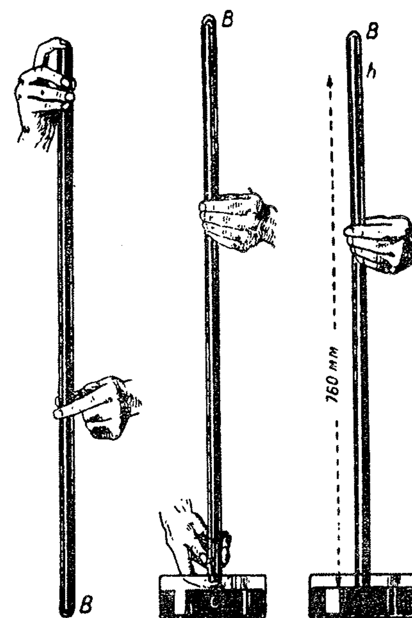
Живин стуб у цеви заостаје на одређеној висини. Својом тежином он стоји у равнотежи са ваздушним стубом V, који својом масом притискује на живу у отвореном суду и не допушта јој да истече из цеви. Једнака је тежини ваздушног стуба V (исте основе) до горње границе атмосфере. Пошто је тежина живиног стуба високог 76 см (760 мм) а са пресеком цеви од 1 см² једнака

$$76 \times 13{,}596 \text{ гр} = 1033{,}3 \text{ гр}$$

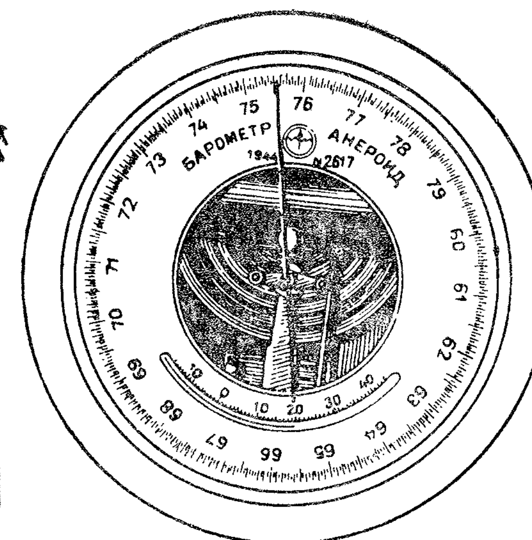
то и ваздушни стуб до горње границе атмосфере притиска на површину од 1 см² на нивоу мора тежином од 1033,3 гр односно 1,033 кг/см². Тај притисак назван је *једна атмосфера.*

Норвешки физичар *Бјеркнес* предложио је 1910. године да се ваздушни притисак изражава у апсолутним јединицама за меру (CGS систему). У ту сврху треба најпре помножити тежину нормалног ваздушног притиска (1033,3 гр/см²) са убрзањем силе Земљине теже

$$1033{,}3 \cdot 980{,}6 = 10135567 \text{ дина см}^2$$



Сл. 41. — Мерење ваздушног притиска живиним барометром (објашњења у тексту)



Сл. 42. — Спољашни изглед металног барометра или анероида

и добијени резултат поделити са висином живиног стуба пресека 1 см²

$$1\,013\,567 : 760 = 1.333{,}2 \text{ дин/см}^2$$

тј. живин стуб висине 1 мм а пресека 1 см² притискује силом од 1.333,2 дина. Множењем ове величине са бројем милиметара живиног стуба претварају се дужинске јединице односно мм у апсолутне јединице — дин/см². Па ипак, овакав начин прорачунавања притисака не би био практичан. Због тога је у метеорологији прихваћена нова апсолутна јединица за мерење ваздушног притиска која је названа *бар.*

Бар представља силу од 1,000.000 дина. Њен хиљадити део зове се *милибар* (mb) — 1000 дина/см². Притисак од 1 мм живиног стуба, који износи 1.333,2 дина/см², једнак је 1,333 mb док је нормални ваздушни притисак од 760 мм раван величини од 1013,08 mb.

Код нас се ваздушни притисак још увек изражава у мм живиног стуба и у mb. Прву величину најчешће примењују географи а другу метеоролози. Пошто је 1 милибар једнак 0,75 мм притиска живиног стуба могу се, по потреби, милибари претварати у милиметре и обратно; за то постоје ова два правила:

а) Ваздушни притисак изражен у милибарима претвара се у милиметре када се од броја милибара одузме њихова четвртина.

Пример: Претворити по горњем правилу 1013,3 mb у мм.

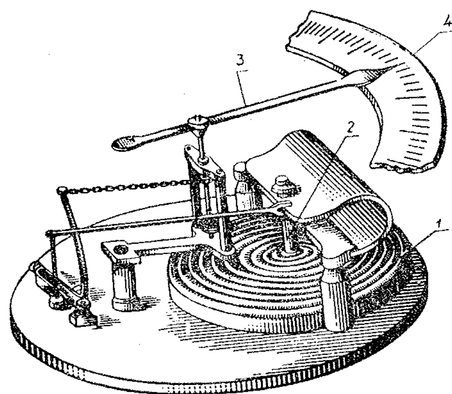
1013,3 : 4 = 253,3 1012,3 — 253,3 + 760,0 мм

б) Ваздушни притисак изражен у милиметрима претвара се у милибаре када се броју милиметара дода њихова трећина.

Пример: Претворити притисак од 760 мм у mb.

760 : 3 = 253,3 760 + 253,3 = 1013,3 mb

За мерење притиска употребљавају се поред живиног **метални барометри** (сл. 42) или **анероиди**[1]). Они се састоје од металних кутијица еластичних зидова, преносног механизма, сказаљке, скале и заштитног оквира. Из кутијице (сл. 43) је извучен скоро сав ваздух а пошто су јој зидови еластични она се при повећању ваздушног притиска угиба, док се при његовом смањивању постепено шири. Те промене се преносним механизмом (2) преносе на сказаљку (3) која на скали (4) показује величину ваздушног притиска. Пошто се притисак смањује са висином праве се специјални **компензациони анероиди** који са довољном тачношћу показују надморску висину. Због тога се они много користе за теренски рад који не изискује већу тачност (у геолошким, геоморфолошким, биогеографским и другим сличним проучавањима).



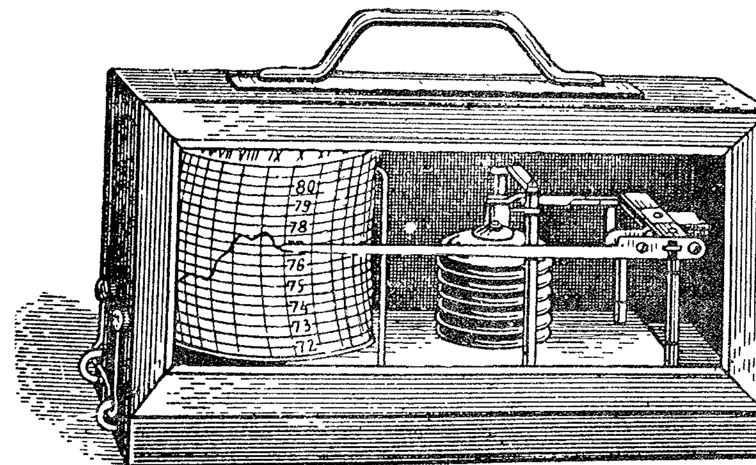
Сл. 43. — Конструкција компензационог анероида (без заштитног оквира): 1. кутијица са врло разређеним ваздухом и набораним еластичним металним зидовима, 2. преносни механизам, 3. казаљка и 4. скала

Барограф[2]) (сл. 44) је инструмент који аутоматски бележи промене ваздушног притиска. Сличан је термографу. Поред ваљка, преносног механизма и казаљке, барограф има 8—10 међусобно спојених анероидских кутијица. Оне реагују на промене ваздушног притиска, а то се преко механизма и сказаљке преноси на перо, које хемијским мастилом бележи ток ваздушног притиска на траци обмотаној око ваљка (сл. 45.).

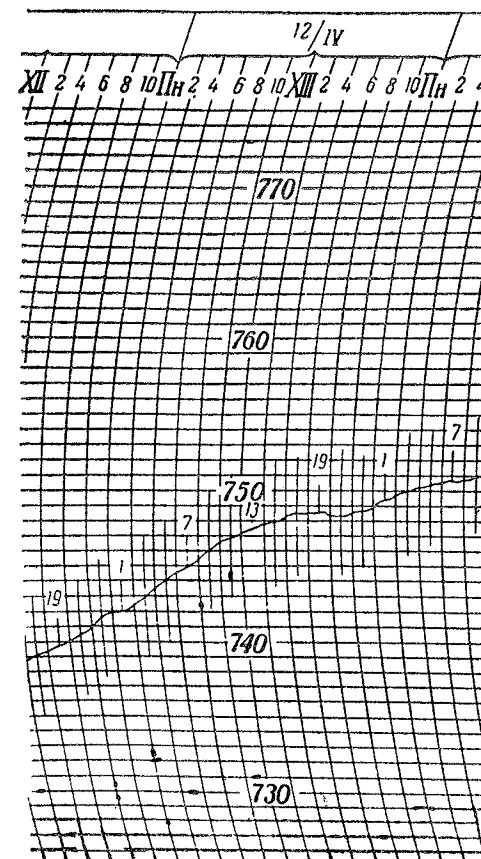
Барографска трака мења се понедељником у 7 часова. Тада се навија и сатни механизам који покреће ваљак. У исто време врши се и корекција положаја сказаљке ако је разлика у ваздушном притиску који показују она и живин барометар већа од 05,5 мм Hg.

Ваздушни притисак се осматра у исто време када и температура ваздуха. Просечне вредности притиска у току дана, месеца, године или за дужи период добијају се на исти начин као и за температуре ваздуха.

[2]) Од грчког baros — тежина и graphein — писати.
[1]) Од грчког baros — тежина и graphein — писати.



Сл. 44. — Општи изглед барографа са спуштеним заштитним поклопцем



Сл. 45. — Део траке седмичног барографа припремљене за уношење података у образац притиска ваздуха (из В. И. Виткевича)

16. ПРОМЕНЕ ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА СА ВИСИНОМ И ЊЕГОВ ДНЕВНИ И ГОДИШЊИ ТОК

Ваздушни стуб има највећу висину на морској површини, па му је тамо и највећи притисак — 1013,3 мб или 760 мм Hg. Међутим, ако се човек пење уз неку планину онда ће ваздушни стуб над њим бити краћи за износ надморске висине његове стојишне тачке, па ће већ и због тога ваздушни притисак бити мањи.

Смањивање ваздушног притиска је веће у нижим слојевима атмосфере јер су они гушћи од виших слојева. Смањење ваздушног притиска за 1 мм Hg при морском нивоу одговара висинској разлици од 10,51 м (ако је температура ваздуха 0°C), а на висини између 3 и 4 км 16,40 м. Уопште, ако висина места расте у аритметичкој, онда притисак ваздуха опада у геометријској прогресији; нпр. на висини од 5,5 км притисак је за половину мањи него на морској површини, на два пута већој висини он је 4 пута мањи, на три пута већој висини мањи је 8 пута итд. (*36*, 56).

Табл. 21. — Опадање ваздушног притиска са висином

Висина у м	—200	0	200	400	600	800	1500	2000	2500
Притисак у мм	779,3	760,0	741,2	722,9	705,0	687,6	629,2	591,6	555,6

На морском нивоу сув ваздух при температури од 0°C има 733 пута мању специфичну тежину од воде; 1 $м^3$ ваздуха тежак је 1,293 кг. Али, са променом висине и температуре његова густина се смањује, па на истој температури 1 $м^3$ сувог ваздуха на врху Триглава тежи 887 гр, а свега 255 гр на висини од 11,6 км.

Дневни и годишњи ток ваздушног притиска. — Д н е в н и т о к ваздушног притиска не подудара се са дневним током Сунчевог зрачења, температура ваздуха и тла. За разлику од ових елемената, који у току 24 часа имају по један максимум и минимум, ваздушни притисак има их по два.

Први максимум ваздушног притиска (при Земљиној површини) настаје око 9—10 часова а други око 21—22 часа, док се први минимум појављује између 15 и 16 часова а други око 3—4 часа.

Нарочито је правилан и изразит дневни ток ваздушног притиска у полутарским и тропским областима, где његова амплитуда достиже 3—4 мм; дневни максимум и минимум су изразитији од ноћних. У умереним и поларним областима дневни ток ваздушног притиска запажа се само при тихом времену, јер га поремећују чести ветрови. На већим надморским висинама мање су амплитуде ваздушног притиска, а место његовог уобичајеног тока појављују се по један максимум и минимум.

Прави узроци дневног тока ваздушног притиска нису још објашњени. Маргусови математички прорачуни указују да је он у вези са дневним током температуре ваздуха.

Г о д и ш њ и т о к ваздушног притиска је у најужој вези са годишњим током температуре ваздуха. Он је најправилнији у високим ширинама, док је веома неправилан у екваторијалним областима.

Максимални притисак ваздуха јавља се на континентима зими а минимални лети, док су на океанима највиши притисци лети и зими, а најнижи у пролеће и у јесен.

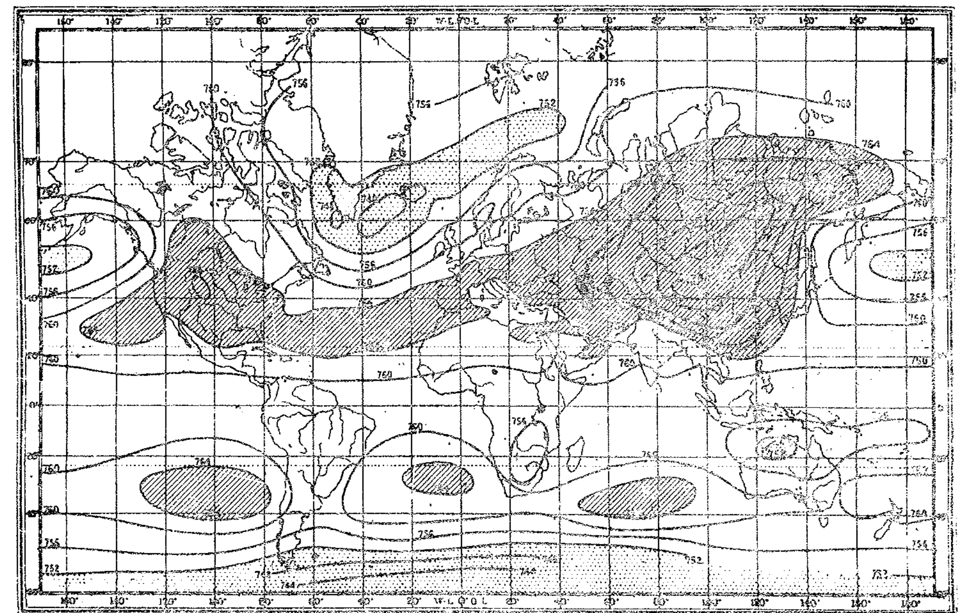
17. ГЕОГРАФСКА РАСПОДЕЛА ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА

Да би се стекла тачна представа о расподели ваздушног притиска на Земљиној површини, користе се, као и код расподеле температура, изолиније које спајају места са једнаким ваздушним притиском — **изобаре**[1]). На изобарским картама уцртава се притиска ваздуха сведен на морски ниво.

Нормални ваздушни притисак на нивоу мора износи 1013 мб или 760 мм.

Изобарске карте подсећају на топографске, на којима је помоћу изохипса представљен рељеф Земљине површине. На изобарским картама је представљен „изобарски рељеф“ помоћу изобара. Основне карактеристике „изобарског рељефа“ на Земљиној површини уочавају се на јануарској и јулској изобарној карти.

Јануарска изобарска карта (сл. 46) показује око полутара појас ниског ваздушног притиска (до 1008 мб — 758 мм), који се назива

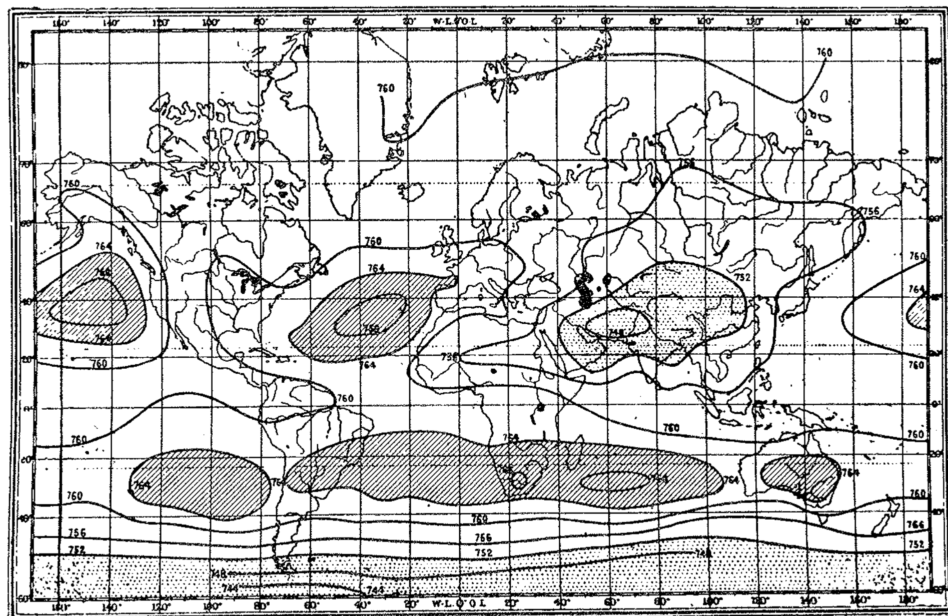


Сл. 46. — Карта јануарских изобара (у мм Hg) на Земљиној површини

[1]) Од грчког isos — једнак и baros — тежина.

барички екватор; овај појас је проширен нарочито изнад већих копнених површина јужне полулопте. Од баричког екватора ваздушни притисак се повећава у правцу полова достижући максимум у суптропским областима. Овај није јединствен, него је подељен на неколико антициклона са притисцима до 1021 мб на океанима. Још већи је притисак у унутрашњости прехлађеног азијског копна — до 1036 мб или 777 мм. Северније, око 60° с.г.ш. и јужније од 45° ј.г.ш. леже области ниског ваздушног притиска; он се опет повећава у правцу полова.

Јулска изобарска карта (сл. 47) показује низак ваздушни притисак у екваторијалној области, са тенденцијом померања према северу, где је тада лето. У суптропским областима је тада повишен ваздушни притисак, нарочито на јужној полулопти, где је, у то доба, зима. Антициклон са највећим притиском је у Индијском океану — 1027 мб (око 30° ј.г.ш.). Нешто северније, али у Атлантском океану,



Сл. 47. — Карта јулских изобара (у мм Hg) на Земљиној површини

око 24° ј.г.ш., лежи пространи антициклон са притиском од 1024 мб, колико има и онај између 35 и 45° с.г.ш. У североисточном Пацифику је такође изразити антициклон са средиштем око 40° с.г.ш. и притиском од око 1027 мб. У суптропским континенталним областима на северној полулопти је веома низак ваздушни притисак — нпр. у Панџабу, мање од 1000 мб. Насупрот томе, изнад копна јужне полулопте суптропских области тада је висок притисак; аустралијски антициклон је ограничен изобаром од 1019 мб. Даље, у правцу полова, ваздушни притисак се смањује.

Из расподеле ваздушног притиска на Земљи, који приказују јануарска и јулска изобарска карта, могу се извући ови закључци:

1. У екваторијалној области високих температура ваздуха преовлађују узлазна струјања ваздушних маса, па је зато у њој низак притисак.

2. У суптропским областима преовлађују спуштања ваздушних маса па оне, и поред високе температуре, имају висок атмосферски притисак. Нарочито је изразит антициклон са средиштем око Азорских острва, због чега је и назван њиховим именом. Он је веома значајан за време у нашим крајевима.

3. У субполарним и хладнијим пределима зими постоје области ниског ваздушног притиска. Посебан значај за Европу има исландска циклонска област, којој у Пацифику одговара алеутска.

4. Због неједнаког загревања копна и мора зими је на континентима висок притисак, а на океанима и морима низак.

На време у нашим крајевима у току зиме велики утицај има средњеазијски антициклон.

Лети је обратна појава: континенти су прегрејани и на њима је низак ваздушни притисак. На нешто хладнијим океанима он је тада виши.

5. На расподелу атмосферског притиска не утиче само разлика у загревању Земљине површине, него и ротација наше планете, због чега настају поремећаји у великим кретањима ваздушних маса.

Табл. 22. — Просечни ваздушни притисак на упоредницима у нивоу мора у мм Hg

Северна полулопта				Јужна полулопта			
Ширина	Јануар	Јул	Година	Ширина	Јануар	Јул	Година
90	760,2	757,9	761,3	90	744,5	743,4	743,4
80	759,5	758,4	760,7	80	744,1	742,7	743,1
70	759,3	757,8	759,1	70	743,2	742,0	741,9
60	760,8	757,7	758,7	60	742,3	741,3	741,7
50	762,3	759,0	760,7	50	752,7	753,0	753,2
40	763,9	760,1	762,0	40	761,2	760,9	760,5
30	764,6	759,4	761,7	30	761,1	765,3	763,5
20	761,9	757,9	759,2	20	758,8	763,5	761,1
10	759,0	757,7	757,9	10	757,7	760,9	759,1
0	757,8	759,0	758,0	—	—	—	—

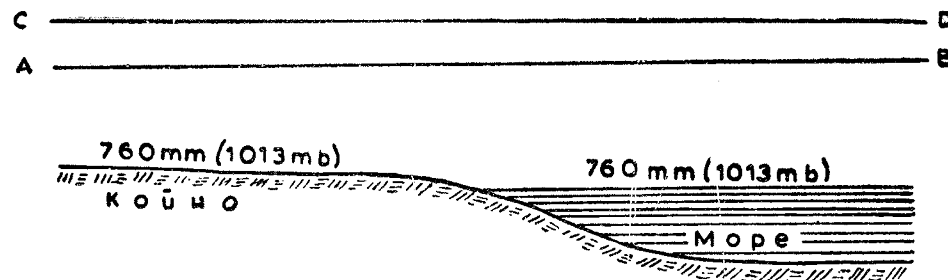
Шематски приказ положаја области са ниским (—) и високим (+) ваздушним притиском дат је на сл. 55, док су у табл. 22 дате његове вредности у мм Hg за сваки десети степен географске ширине по Haun-Süringu, 85).

IV. ВЕТРОВИ

18. ПОСТАНАК ВЕТРОВА

Кретање ваздуха у атмосфери и претежно у хоризонталном правцу назива се в е т а р. Он настаје због разлика у ваздушном притиску на Земљиној површини, као последица њеног неједнаког загревања. Задржимо се најпре на најједноставнијем случају.

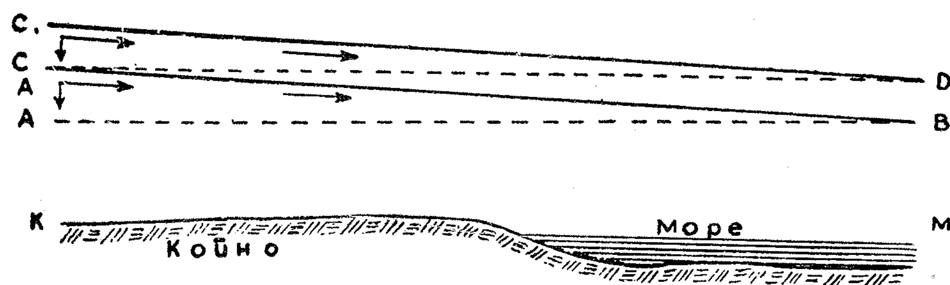
Познато је да копно има мањи топлотни капацитет те се брже загрева и хлади од мора, јер је топлотни капацитет воде много већи. И ваздух изнад копна подлеже температурним променама раније од оног који је изнад водених површина. Ипак, два пута у току дана —



Сл. 48. — Равнотежно стање у атмосфери изнад копна и мора

изјутра и увече — температуре ваздуха у приморју изнад копна и мора приближно су једнаке, па су им притисци изједначени како на самој Земљиној површини, тако и на одговарајућим надморским висинама; такво стање атмосфере представљено је на сл. 48.

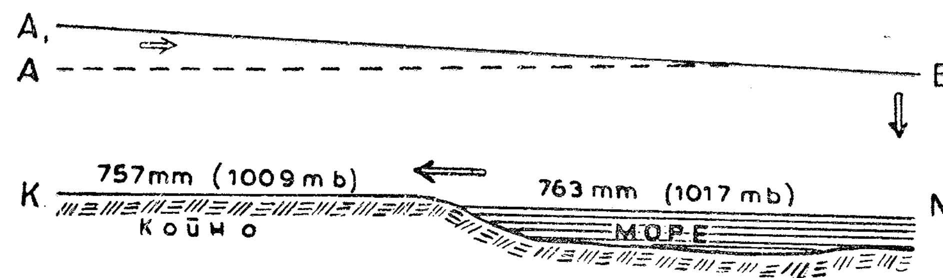
Међутим, издизањем Сунца изнад хоризонта почне, већ у раним преподневним часовима, загревање и копна и мора, али, много више првог него другог. Ваздух изнад копна се такође брже загрева од морског, шири се, постаје ређи и лакши, па се подиже у вис. Тако настаје његово *асцедентно или узлазно (успоно) кретање.* Као последица тога долази до згушњавања и нагомилавања ваздуха у вишим слојевима изнад топлијег копна и до поремећаја ваздушног притиска на одређеној висини. Површине једнаких притисака AB и CD на сл. 49. немају више такав положај, него су изнад копна доспеле на већу висину, док су изнад мора остале на истој висини.



Сл. 49. — Почетак атмосферског поремећаја: ваздушне честице на висини почињу да се крећу према хладнијем мору — од A_1 ка B и од C_1 ка D

Равнотежа ваздушног притиска на висини слоја AB и CD је нарушена. Тежа ваздушног слоја AB добила је сада активну компоненту управљену у смеру нагиба нове површине истог притиска, тј. у правцу A_1B. Зато се ваздушне честице, не наилазећи на отпор сем међусобног трења, покрену на висини дуж слоја — површине A_1B односно C_1D

у смеру копно — море. Такво кретање требало би да траје све дотле, док се не изједначи настала разлика у притисцима и поново успостави равнотежа изнад копна и мора, као што је приказано на сл. 48. Али, то се у току дана не догађа, јер, чим се ваздух на висини изнад копна покрене ка мору, настаће незнатно слабљење његовог притиска у нижим слојевима над копном иако је сама маса ваздуха остала непромењена. Међутим, изнад мора око тачке B односно D долази до наглог нагомилавања ваздушних честица, те се оне, расхлађене и теже спуштају наниже; тако настаје *десцендентно или низлазно (ниспоно) кретање ваздуха*, што се на морској површини, у тачки M, одражава незнатним повећањем ваздушног притиска. Тиме настаје стање које је графички представљено на сл. 50.



Сл. 50. — Дању је изнад копна низак, а изнад мора (и већих језера) висок ваздушни притисак

Разлика у ваздушном притиску изазива струјање ваздушних честица са мора, где је притисак виши (763 мм), према копну, где је он нижи (757 мм). Тако се због промена у притисцима, насталих најпре на висинама, поремети касније равнотежа нижих слојева ваздуха. Као последица тога јавља се у току дана у приморским крајевима ветар познат под именом *даник*.

У току ноћи стање је обратно. Ваздух изнад копна се расхлади више него онај изнад мора, те настају одговарајуће промене у ваздушном притиску. Лакши морски ваздух диже се изнад мора у висину, док на његово место долази онај са копна, који је хладнији и тежи. Тако постаје други ветар супротног правца, који у приморју дува ноћу са копна на море. Он је познат под именом *ноћник*.

Сличне термичке разлике и поремећаји у атмосфери постоје још и између језера и њихове околине, великих река и њихових долина, пространих поља и шума и, најзад, између екваторијалних и поларних области. За разлику од првих поремећаја који имају локалне одлике те образују *локалне ветрове*, неједнакости у притисцима који постоје на Земљиној површини између области на нижим и вишим географским ширинама условљавају појаву *планетарних ветрова*. Због различитог загревања копна и мора у току лета и зиме појављују се у неким областима и *периодични ветрови*.

19. МЕРЕЊЕ ВЕТРОВА

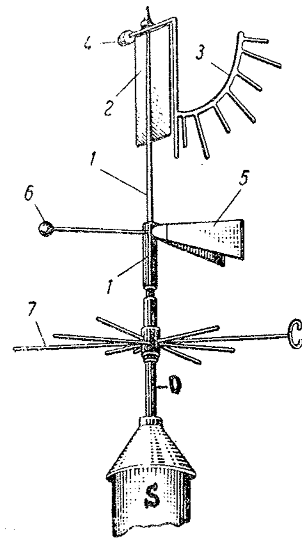
За познавање особина неког ветра потребно је установити његов правац, брзину и јачину.

Правац ветра означава се по страни са које он дува. Ради означавања тих страна хоризонт је подељен на 8 главних праваца света. Ови правци се обележавају у метеорологији следећим усвојеним скраћеницама:

N — North (С — север) = 32
NE — Northeast (СИ — североисток) = 04
E — East (И — исток) = 08
SE — Southeast (ЈИ — југоисток) =12
S — South (J — југ) = 16
SW — Southwest (ЈЗ — југозапад) = 20
W — West (З — запад) = 24
NW — Northwest (СЗ — северозапад) = 28

За ознаку тишина (време без ветра) употребљава се слово **C** — Calm (енгл. затишје, без ветра) и обележава се са **00**.

За тачније означавање правца ветра додају се још и степени, нпр. N 23° E, што значи да ветар долази из правца који од севера према истоку заклапа угао од 23°. Понекад се правац ветра означава његовим азимутом[1]), тј. углом који има правац ветра према меридијану; он се мери у правцу кретања сказаљке на сату почев од N који је означен са 0° (преко E = 90°, S = 180°, W = 270°) па до 360°.



Сл. 51. — Вилдов ветроказ (совјетске конструкције — објашњења бројева у тексту)

Правац ветра се утврђује помоћу *Вилдовог ветроказа* (сл. 51). Он се састоји од високог дрвеног стуба (S), који надвишава околне предмете, а на отвореном пољу мора бити висок најмање 6 м, и следећих метаних делова: челичне цеви (1), постављене на непокретну вертикалну осовину (0), око које се може окретати. На врху цеви постављен је на једној страни лук (3) са 8 зубаца, а на другој противтег (4); између њих се налази покретна лимена плоча (2) — дуга 30 см, широка 15 см и тешка 200 гр (за мерење већих брзина ветрова користи се плоча тешка 800 гр). За доњи крај цеви причвршћена су метална крилца (5) са лоптом (6) за равнотежу крилцима. Крилца се окрећу на ветру тако да је лопта усмерена према правцу из којег он дува. Тај правац се лако одређује по „ружи ветрова" (7), која лежи непомично испод покретних делова ветроказа. Север је на „ружи ветрова" означен словом C или N. Утврђени правац ветрова бележи се међународним скраћеницама.

Брзина ветра представља пут који ваздушне честице пређу у једној секунди, те се изражава у м/сек. Брзина се одређује помоћу лимене плоче и лучне скале на ветроказу, као и помоћу *анемографа*[2]) и *анемометра*[3]).

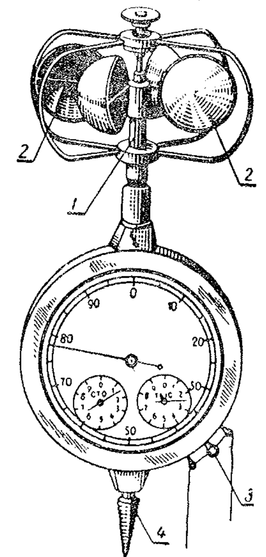
[1]) Од арапског as-sumut, множина од samt — пут
[2]) Он грчког anemos — ваздух и metron — мера
[3]) Од грчког anemos — ваздух и graphein — писати

Брзина ветра помоћу ветроказа одређује се по одступању лимене плоче од вертикалног положаја. У колико је ветар бржи, утолико се плоча отклања више од свог нормалног положаја те се задржава око неког зубца на лучној подели. Утврђен је овај однос положаја плоче са зубцима и брзином ветра:

Редни број зубаца (одоздо)	1	2	3	4	5	6	7	8
Брзина ветра у м/сек	0	2	4	6	8	11	17	20

Пошто ветар има промењиву брзину положај плоче се непрекидно мења. Због тога се при утврђивању брзине ветра помоћу ветроказа узима за мерило онај зубац око којег плоча највише осцилира.

Тачније податке о брзини ветра даје Робинсонов анемометар (сл. 52). Помоћу њега се одређује средња брзина ветрова. Он се састоји од 3 или 4 металне шупље полулопте (2). Оне су постављене на крацима хоризонталног крста, али тако да је шупљина једне полулопте окренута испупченом делу суседне полулопте. Ветар удара у полулопте и окреће их промењивом брзином око вертикалне осовине (1) са бескрајним завртњем на њеном доњем крају. Преко зупчаника бескраини завртањ је у вези са сказаљкама, које показују укупан број метара које су прешле ваздушне честице за време одређено помоћу штоперице. Деобом тог пута, који показују сказаљке на скалама, са укупним временом добија се просечна брзина ветра. Ако је нпр. за време од једног минута ветар прешао 805 м онда је његова средња брзина $V_{ср} = 805 : 60 = 13{,}4$ м/сек.



Сл. 52. — Робинсонов анемометар: 1. вертикална осовиница, 2. шупље полулопте 3. кочница (за пуштање у рад анемометра или његово искључење) и 4. лоза — за постављање инструмента на дрвену ручку (дугу до 1м)

Анемографи бележе аутоматски правац и брзину ветра. Такав инструмент имају само метеоролошке станице I реда.

Јачина ветра представљена је притиском који он врши на вертикалну површину. Мери се помоћу специјалних анемометара[1]).

Између брзине ветра и његове јачине постоји овај однос:

$$p = k \cdot v^2$$

где је p јачина односно притисак ветра у кг/м², к коефицијент (чија вредност износи 0,125 за ветрове мањих, а 0,076 за ветрове већих брзина) и v брзина ветра у м/сек. Тако нпр. ветар са брзином од 4 м/сек има јачину од 2 кг/м², са брзином од 20 м/сек — 30,4 кг/м², док веома јак ветар — 40 м/сек притискује снагом од 122 кг/м².

У недостатку инструмената јачина ветра процењује се од ока према Бофоровој скали[2]) (таб. 23). Она показује у основи какав је ефекат ветра на појединим предметима на копну и на стање морске површине.

[1]) Такав је нпр. Озлеров анемометар; ветар управно приказује на вертикалну плочу, а ова на систем опруга помоћу којих се покрећу сказаљке бележећи на хартији јачину ветра.

[2]) По имену енглеског адмирала из прве половине XIX века, који је израдио ту скалу и први је примењивао.

Таб. 23. — Бофорова скала за процену јачине ветра

Јачина	ВЕТАР			На копну	МОРЕ			
	Ознака	Брзина			Стање	Ознака	Валови	
		m/sek	km/čas				Lm	Hm
0	Тишина	0–0,0	0–0	Дим се диже усправно	0	Мирно	—	—
1	Лахор	0,9	3 9,0	Дим се диже готово усправно	1	Наборано	до 5	$0-{}^{1}/_{4}$
2	Поветарац	2,4	16,0	Повремено покр. лишће			до 15	${}^{1}/_{4}-{}^{3}/_{4}$
3	Ветрић	4,4		Покр. лишће и заставе	2	Валићи	до 35	
4	Умерени ветар	6,7	24,0	Повија гранчице, заставе лепршају	3	Умерено валовито	до 50	${}^{3}/_{4}-2$
5	Јак ветар	9,3	34,0	Повија веће гране, непријатан за чула	4	Валовито	до 75	2–4
6	Жестоки ветар	12,3	44,0	Хуји изнад зграда. Покреће тање дрвеће	5	Пена на вал. Јаче валов.	до 100	3–6
7	Олујни ветар	15,5	55,0	Повија тања стабла	6	Преб. валове	до 135	5–8
8	Олуја	18,9	68,0	Повија јача стабла. Ломи гране. Задржава човека у кретању	7	Јаки (тешки) валови	до 150	7–8
9	Јака олуја	22,6	82,0	Ломи веће голе гране Штете на крововима			до 200	
10	Жестока олуја	26,3	96,0	Ломи дрвеће, димњаке, веће штете на зградама	8	Врло јаки валови	до 250	8–10
11	Вихор	30,5	110,0	Скида кровове, тешка разарања	9	Највећи валови	до 300	
12	Оркан	34,8	125,0	Уништавајућа дејства			до 300	10–15

Барометарски градијент. — При проучавању ветрова треба често одредити правац у коме највише спада ваздушни притисак, као и степен тога опадања.

Први задатак решава се тако, што се из дате тачке повуче управна на изобаре у правцу смањивања ваздушног притиска (сл. 53). Тако уцртана нормала показује правац у којем притисак најбрже опада — D - E - F.

За решавање другог задатка узима се најпре у размери растојање које одговара дужини једног меридијанског степена, тј. 111,1 км, а затим се то растојање преноси на карту изобара по правој која показује правац опадања притиска, дакле из тачке А (сл. 53) у правцу тачке Е. Тако се добија *барометарски градијент* — разлика у атмосферском притиску између два места која су међусобно удаљена 111,1 км. Када та разлика износи 1, 2, 3 . . . мм Hg (а она се обично креће до 6 мм Hg, а највише и преко 20 мм Hg/111 км) онда се каже да та места имају барометарски градијент 1, 2, 3 . . . мм Hg/111 км.

Барометарски градијент се одређује по овом обрасцу:

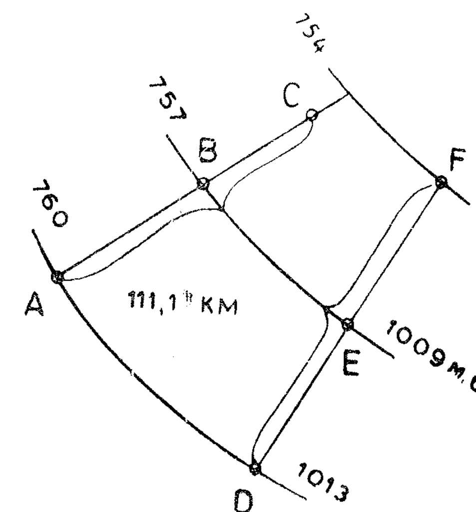
$$Bg = \frac{(\text{Вазд. притисак у I месту} - \text{Вазд. притисак у II месту}) \cdot 111{,}1 \text{ км}}{\text{Удаљеност између места у км}}$$

Нпр.: у месту А притисак износи 760 мм Hg, у В 757 мм Hg, док је растојање између њих AB = L = 80 км; барометарски градијент Bg биће:

$$Bg = \frac{(A-B)\cdot 111{,}1}{L} = \frac{(760-757)\cdot 111{,}1}{80} = \frac{333{,}3}{80} = 4{,}18 \text{ мм Hg}$$

Између барометарског градијента и просечне брзине ветра постоји на океанским површинама понекад следећи однос:

Барометарски градијент	Брзина ветра у м/сек	км/час
1	4	14,4
2	8	28,8
3	12	43,2
4	16	57,6
5	20	72,0
6	24	86,4



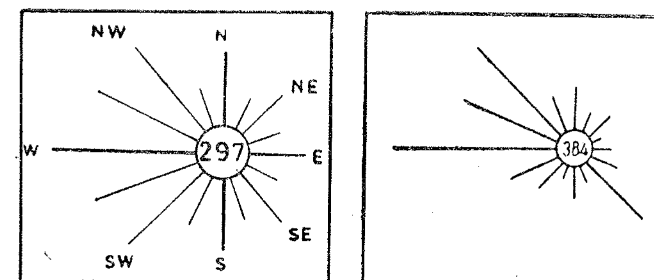
Сл. 53. Одређивање величине берометарског градијента (објашњења у тексту)

Структура ветра. — Проматрањем и мерењем установљено је да ветар у одређеном временском интервалу дува на махове, тј. за тренутак престаје, да би затим имао исту или још већу брзину. При томе се поновно јављање ветра осећа као јачи или слабији удар. Таква *структура ветра* може се означити као његова *маховитост или ударност*. Она је последица *вртложастог кретања ваздуха*, при чему његова већа комешања изазивају ударе.

Поред маховитости ветар мења нагло и правац. Та појава, названа „*немир ветра*", јавља се најчешће у првим поподневним часовима, док је температура ваздуха висока, као и у пролеће када је највећи вертикални градијент температуре. „Немир ветра" је такође већи на брдовитом и планинском земљишту због повећаног трења ваздуха о многе неравнине, а знатно мањи на равним, голим пољима и на морима, где је такво трење неупоредиво слабије.

Према томе, ветар не представља уједначено струјање ваздуха. Напротив, *средња брзина ветра* је „производ свих узастопних удара и тишина, тј. врло наглих и спорих кретања ваздуха" (*20, 276*).

Ружа ветрова. — Правац и брзина ветра проматрају се три пута дневно, тј. као и остали метеоролошки елементи. Прорачунавање средњих вредности правaца не може се извести из аритметичких средњака, него се поступа овако: најпре треба израчунати колико је у неком периоду, нпр. за 20 година, дувао ветар из одређеног правца у појединим месецима; месеци са 31 даном имају за то време 1860 проматрања, а фебруар 1695, тј. 165 проматрања мање; ради отклањања тих разлика *учестаност ветрова* из сваког појединог правца даје се у процентима или у промилима од укупног времена осматрања.



Сл. 54. — Ружа ветрова — лево шема, а десно ружа ветрова за јули у Београду (по П. Вујевићу)

Правац ветрова и тишина представља се графички на ружи ветрова (сл. 54): бројка у кругу означава трајање тишина у процентима или у промилима времена (месеца или године — ако су месечне односно годишње руже ветрова). Дужи које полазе од обима круга и иду у смеру главних и помоћних праваца света (практикује се употреба 16 праваца) представљају својом величином учестаност ветрова из тих праваца и за исти период. Већа дуж из једног правца показује да се ветар који отуда дува, јавља чешће него други чија је дуж краћа.

На ружама ветрова неког места најбоље се уочавају *доминантни ветрови* у току појединих месеци, годишњих доба или године. Због тога се оне примењују при климатолошким проучавањима појединих крајева и области.

20. СТАЛНИ ВЕТРОВИ

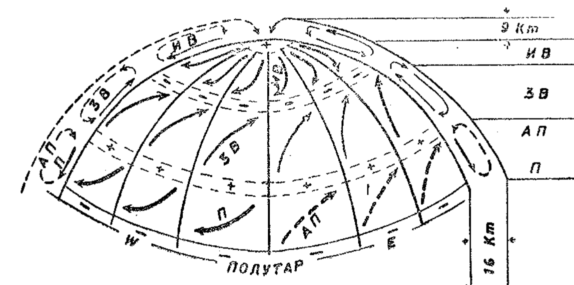
Општа циркулација атмосфере остварује обимну размену ваздушних маса. Оне се крећу како између виших и нижих ширина, тако и између континенталних и океанских површина, а поред тога и између нижих и виших слојева тропосфере (у мањој мери и стратосфере). Општа циркулација атмосфере омогућује кружење воде у природи, а тиме, посредно, и живот на Земљи. Она зависи од географске расподеле ваздушног притиска (од. 17) и последица је неколико чинилаца, међу којима су најважнији следећи:

1. Лоптаст облик Земљин — због чега је неједнако загревање њене површине Сунчевим зрачењем;
2. Земљина ротација — због чега се појављује скретање ваздушних маса од њиховог првобитног правца;
3. Земљина револуција — због које се мења интензитет загревања сваког места на површини наше планете током године и
4. Постојећи распоред копна и мора — због чијих се различитих топлотних капацитета неједнако загревају ваздушне масе изнад континената и океанских и морских површина.

По доскорашњим схватањима општа циркулација атмосфере, у којој учествују стални ветрови, била је врло једноставна. Први ју је изложио Хедли (Hadley, 1735. год.), а доцније допунио Ферел (Ferrel, 1856. год.). У њену тачност није се сумњало више од два века, јер је била логична и могла се лако објаснити.

Због лоптастог облика Земљиног најјачег загревање њене површине Сунчевим зрачењем је у екваторијалној области. Прегрејани ваздух креће се само у вис, што практично доводи до отсуства ветрова, па је зато ова област названа *појасом екваторијалних тишина.* Издизањем ваздуха настају не само кондензација водене паре и обилне падавине праћене непогодама, него и поремећаји у атмосферском притиску: у приземним слојевима, где је дошло до његовог разређивања, притисак је опао, док је на висини од 3—5 км, где је настало његово „нагомилавање", притисак повишен. Издизање и „нагомилавање" ваздуха у екваторијалној области не може ићи у недоглед. Издигнути ваздух креће се на висини из области повишеног притиска (на висини) ка северу и југу. Због конвергенције простора у правцу полова, долази до нагомилавања ваздушних маса између 25° и 35° г. ш. Ту се њихов највећи део спушта ка топографској површини, образујући тако у субтропској области појас повишеног ваздушног притиска. Због низлазног струјања ваздуха нема ветра, те се и овде јављају тишине — *субтропске тишине.*[1]) Али, ту се ваздушне масе не могу неограничено нагомилавати, јер њихов већи део одлази у приземном слоју ка појасу екваторијалних тишина, где је атмосферски притисак нижи. Тамо се ове масе ваздуха опет загреју, издижу у висине и поново полазе ка субтропским областима; тиме се у општој циркулацији атмосфере на Земљиној површини затвара у тропским областима по један круг кретања ваздушних маса на обе полулопте. У таквом кружењу ваздушних маса настају два стална ветра супротних праваца (сл. 55) — *пасати*[2]), који дувају у приземним слојевима атмосфере (0—4 км) из субтропских према екваторском појасу тишина и *антипасати*[3]), који дувају у висинама изнад пасата, из екваторијалног појаса тишина ка субтропским областима. Због Земљине ротације они скрећу на северној полулопти у десно, а на јужној у лево.

[1]) Пловидба кроз ову област у време једрења била је врло дуга. Дешавало се да су коњи, који су превожени из Европе за Америку, црквавали због нестанка хране и воде, па су их морнари бацали у море. Стога су појаси субтропских тишина названи и другим именом — коњске ширине.



Сл. 55. — Упрошћена шема опште циркулације атмосфере са дебљином тропосфере изнад пола и екватора: П — пасати, АП — антипасати, ЗВ — западни ветрови, ИВ — источни ветрови, + области са високим и — са ниским ваздушним притиском.

Из области субтропских тишина, *субтропског антициклона,* креће се део масе ваздуха антипасатског порекла према субполарној области, где је, око 60° обеју ширина низак атмосферски притисак. Тамо се приземни топли субтропски ваздух судара са хладним поларним ваздухом и издиже у висину. Тиме се у приземним слојевима атмосфере притисак смањује, а у вишим, због „нагомилавања" ваздуха, он повећава. Одатле настаје ново струјање ваздуха ка субтропским областима. Тако долази до судара ових ваздушних маса са антипасатима и до њиховог спуштања у области субтропског антициклона. Одатле део ваздушних маса одлази поново ка екваторским тишинама као пасат, а други се враћа ка *субполарној циклонској области.* На тај начин затвара се и друго коло кружења ваздуха у општој циркулацији атмосфере. У том кретању ваздушних маса у средњим ширинама обеју хемисфера настају стални приземни ветрови, које је Бјеркнес назвао *„тропске струје"* или *„тропски ветрови"* с обзиром да долазе из тропских области. Али, пошто због Земљине ротације у вишим ширинама умерених климатских области долазе из правца запада, они су познатији под другим именом — *западни ветрови.*

У поларне области долазе масе ваздуха из нижих ширина. Оне се крећу у вишим слојевима тропосфере. У близини полова настаје због конвергенције простора њихово „нагомилавање" и спуштање. Последица тога је повећање ваздушног притиска око полова. Одатле полазе *„поларне струје"* или *„поларни приземни ветрови"*. У субполарним областима њихове ваздушне масе се издижу у висину и поново враћају ка половима, образујући на тај начин и трећи затворени круг у општој циркулацији атмосфере. Пошто због Земљине ротације скрећу ка западу и у субполарне области долазе скоро из правца истока они имају и друго име — *источни ветрови.*

[2]) Од шпанског passata — превоз, прелаз, јер дувају у смеру погодном за пловидбу једрењака преко (Атланског) океана.

[3]) Од грчког anti — против и шпанског passata — превоз, прелаз.

Распоред појасева атмосферских притисака, тишина и сталних ветрова изнад Земљине површине по доскорашњим схватањима опште циркулације атмосфере био је следећи:

Геогр. ширина	N	75°	60°	30°	10°	0°	10°	30°	60°	80°	S
Притисак у мб		1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	989	981	
Смер ветра	ENE WSW C NE ENE C ESE SE C WNW ESE										

Северна географска ширина означена је словом N, јужна са S, а области полутарских и субтропских тишина словом C.

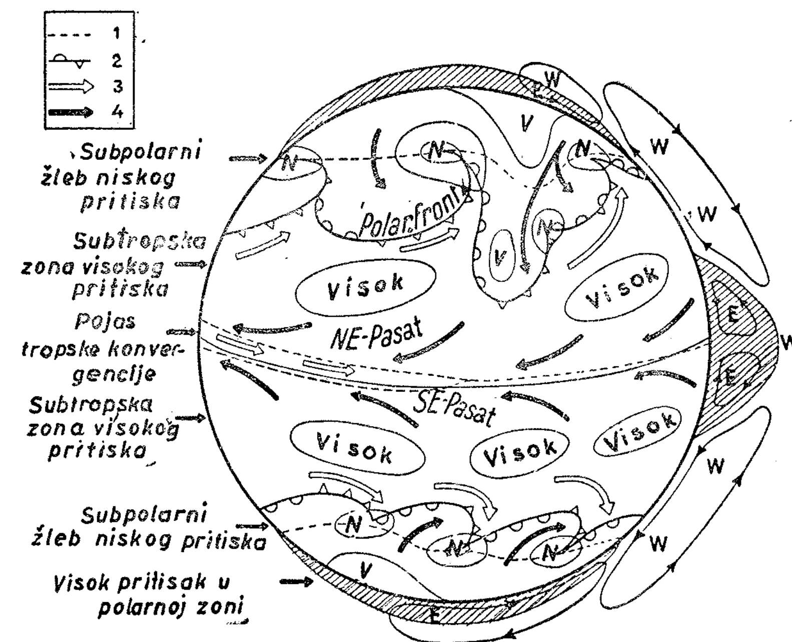
У току II светског рата вршена су за потребе авијације стална и многобројна аеролошка мерења. У атмосферу су пуштане радио-сонде, а правац и брзина њиховог лета на разним висинама тачно одређивани. Већ тада су запажена прва неслагања са представом о општој циркулацији атмосфере. Касније, када се накупило доста података сакупљених аеролошким мерењима, многи метеоролози су почели да објављују радове у којима су приказивали општу циркулацију атмосфере, сталне ветрове и монсуне, у новом светлу. Међу њима је свакако, најпознатији немачки метеоролог Х. Флон (H. Flohn), чији су радови унели знатне исправке у ранија схватања (Општа циркулација атмосфере у светлости нових аеролошких осматрања, 1944.; Нова схватања о општој циркулацији атмосфере и њихов значај за климу, 1950.; Ревизија учења о пасатској циркулацији, 1953. и др.).

Сада се поуздано зна да се *екваторски појас тишина* састоји из неколико посебних и раздвојених целина, а не из јединственог појаса око целе Земље. Највећа целина у екваторском појасу тишина лежи у Индијском и западној половини Тихог океана; она се простире у дужини од приближно 16.000 км. Мање овакве целине су у западној половини Гвинејског залива и у екваторијалном појасу западно од Јужне Америке. Екваторске тишине постоје само на океанима; на копну их нема. Међутим, до сада се није знало да у појасу екваторских тишина постоји слабији западни ветар. Реон у којем он дува помера се у току године: у јулу се његова најсевернија граница поклапа са пацифичким, атлантским и азијским тропским фронтом (IV, 3, сл. 99), док му у јануару границу према југу представља тадашњи положај тропских фронтова на океанима IV, 3, сл. 98). Х. Флон сматра да је летњи монсун у јужној Азији у ствари западни ветар из екваторског појаса тишина.

Пасати полазе као стални источни ветрови само из источних половина субтропских антициклона, те су изразити у источним половинама океана. У западним тропским зонама океана пасати нису постојани као у источним, па се тамо појављују тропски циклони (IV, 6). Пасати дувају у приземним слојевима тропосфере — 500—2000 м изнад тла. Изнад њих дува источни ветар знатно веће моћности — над океанима до 10 км висине —, који се назива *прапасат*. Његове моћности се смањују према субтропским антициклонима у облику клина, изнад којег дувају западни ветрови; они се могу сматрати као *антипасати* (јер имају супротан смер од прапасата), који у класичном смислу, како се до сада схватало, не постоје.

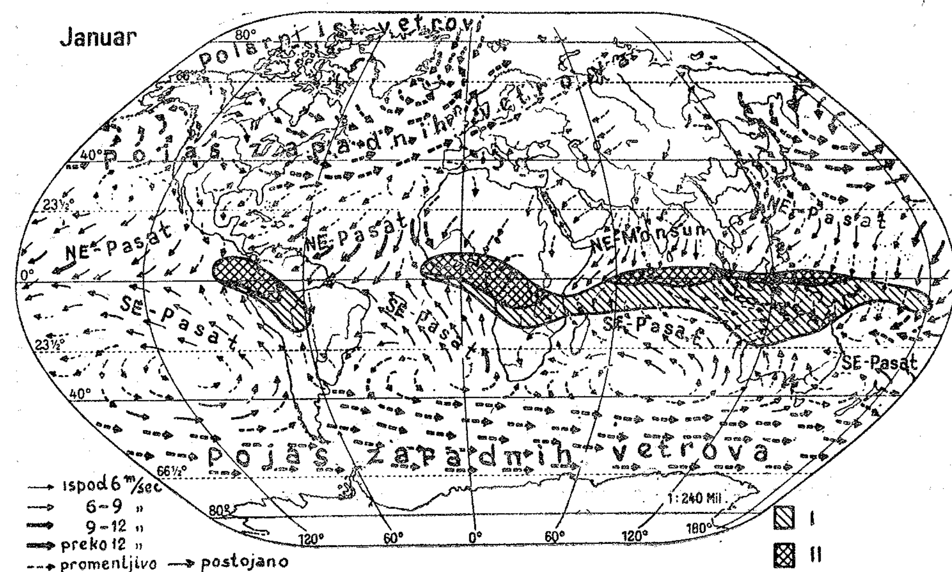
Западни ветрови полазе из субтропских антициклона, али нису постојани. Ремете их приземни продори ваздушних маса из виших ширина, али у већим висинама постоји стално западно струјање. Оно је најјаче непосредно испод тропопаузе, где, у тзв. млазним ветровима (стр. 99) достиже брзину и од преко 500 км/час. Западно струјање ваздушних маса постоји и изнад ивичних појасева поларних калота, у којима пак дувају *источни ветрови*, полазећи из поларних антициклона. У појасу западних ветрова непрекидно се сударају топле тропске и хладније поларне ваздушне масе (IV, 2) на поларном фронту. Ту се образују вантропски циклони (IV, 5), са веома променљивим временом. С обзиром на значај овог појаса, у којем се непрекидно сукобљавају топлије и хладније ваздушне масе изазивајући нагле и велике промене временских стања, он је назван *планетарним фронтом*.

Западни ветрови су јачи у вишим географским ширинама и више зими него лети. Постојанији су на јужној полулопти, нарочито у појасу где је око целе Земље водена површина. Тамо они достижу орканску јачину, па су морнари из доба једрењака ове ширине назвали карактеристичним именима — „Furious fifties", тј. „Помамни (ветрови) педесетих степена" и „Shricking sixties" — „Урличући (ветрови) шесдесетих степена". Они су јако отежавали пловидбу једрењака око рта Хорна из Атланског океана у Тихи.

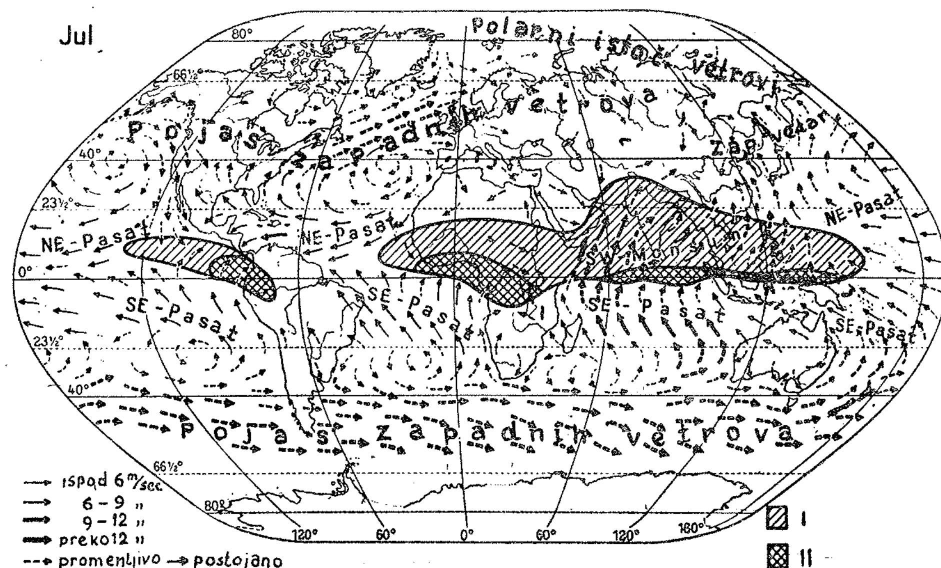


Сл. 56. — Савремена шема опште циркулације атмосфере (по Флону): 1. конвергенције, 2. ваздушни фронтови, 3. топли ветрови, 4. хладни ветрови, V — висок, N — низак ваздушни притисак, E — источни, а W — западни ветрови (из. J. Блитгена)

Савремена шема опште циркулације атмосфере представљена је на сл. 56, а сталних ветрова и монсуна на сл. 57 и 58. Са последње је очигледно да се током године мењају положаји антициклона у суб-



Сл. 57. — Општа циркулација атмосфере — средњи правци ветрова у јануару; I зона променљивих тропских западних ветрова, у јануару, II преко целе године претежно променљиво западни ветрови (по Х. Хаку, Х. Леутензаху и Х. Флону)



Сл. 58. — Општа циркулација атмосфере — средњи правци ветрова у јулу; I зона променљивих западних ветрова у јулу, II преко целе године претежно промељиви западни ветрови (по Х. Хаку, Х. Лаутензаху и Х. Флону)

тропској области; лети су они у нешто вишим ширинама него зими, а сем тога, њихови центри су помакнути према истоку. Такође се мења и положај екваторских тишина; зона променљивих тропских западних ветрова у јулу обухвата јужну монсунску Азију, док је у јануару у полутарској области Индијског океана, захватајући делимично само северозападну Аустралију. У зиму одговарајуће хемисфере зона интензивнијих западних ветрова помера се ка нижим ширинама, што чине и поларни ветрови.

Средњи положаји претежних праваца струјања ваздушних маса изнад океанских површина на Земљи дали су Х. Флон и Ц. Центили:

Зона	Ширина	Површина у милион. км²	Површина у %
Северна полулопта			
Поларни источни ветрови	90–70°	17,40	4,9
Субполарна конвергенција око ниског притиска	70–55°	28,40	7,9
Западни ветрови	55–35°		
Субтропска дивергенција	35–25°	25,75	7,2
Тропски источни ветрови	25–10°	47,40	13,2
Интертропска конвергенција	10° N–5° S	37,50	10,5
Јужна полулопта			
Тропски источни ветрови	5–20°	79,40	22,4
Субтропска дивергенција	20–35°	44,65	12,3
Западни ветрови	35–55°	56,90	15,9
Субполарна конвергенција око ниског притиска	55–70°		
Поларни источни ветрови	70–90°	20,00	5,6

Најновија проучавања опште циркулације атмосфере показују да је она веома сложена и још увек недовољно позната, јер постојећи распоред копна и мора веома много утиче на зонално кретање ваздушних маса и сталних ветрова на Земљиној површини.

Млазни или струјни ветрови су типични за више слојеве тропосфере и ниже слојеве стратосфере. Они представљају у суштини узане „ваздушне реке“, широке највише до 500 км, али које не обилазе око целе Земље, нити имају стални положај и правац. Први су их запазили немачки метеоролози 1933. године, а затим и јапански. Последњи су покушали да у току рата искористе млазне ветрове ради наношења штете западним крајевима САД. Јапанци су пуштали у атмосферу балоне са запаљивим бомбама, који су на висини од 10—13 км прелетали преко целог Пацифика и падали у Монтани. Штете нанете САД током 1944. и 1945. године биле су незнатне, јер је највећи део балона отишао у другом правцу. Пилоти америчких бомбардера B-29 сазнали су за постојање млазних ветрова када су са неких острва у Пацифику бомбардовали јапанску територију, летећи у правцу запада. По доласку у своје базе, пилоти су изјављивали да су на неким местима, на висинама од 7—10 км, њихови авиони стајали скоро у месту (у односу на Земљину површину), док су инструменти показивали ваздушну

брзину (брзину авиона у односу на ваздушне честице) од 480 км/час. Понекад су, у повратку из Јапана, на тим висинама авиони летели два пута брже него што су то показивали инструменти. Пошто се то дешавало сваког дана, било је очигледно да на већим висинама у тропосфери постоје стална и претежно западна ваздушна струјања, са брзинама знатно већим него што су она забележена на метеоролошким станицама. Таква струјања ваздуха — са брзинама које су понекад биле и преко 500 км/час — названа су *млазни или струјни ветрови.*

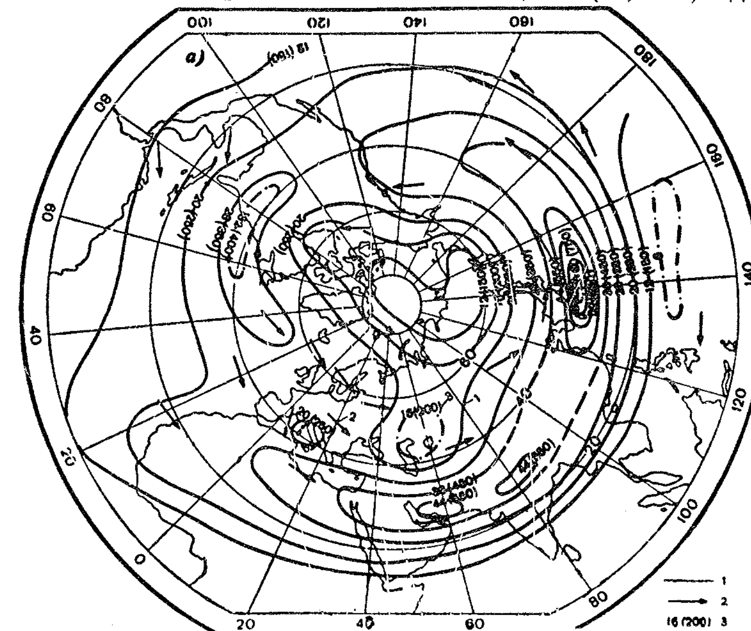
Млазни ветрови учествују у општој циркулацији атмосфере. Никада нису усамљени, већ их на једној полулопти увек има по неколико. Не дувају паралелно са упоредницима, јер су у узрочној вези са положајем главних ваздушних фронтова (IV, 3), на којима се, због изразитих термичких супротности, у крајњој линији, и појављују овакви ветрови. Пошто се током године мења положај главних ваздушних фронтова (због термичких разлика на Земљиној површини проузрокованих привидним кретањем Сунца између повратника), мења се и положај зоне у којој дувају млазни ветрови. Зими се ова зона налази између 20 и 35° географских ширина обеју полулопти. Лети се помера ка половима и заузима положај између 35 и 45° географске ширине. При том је, на висинама од 10—12 км, просечна брзина млазних ветрова зими око два пута већа него лети. Максимална брзина налази се непосредно испод тропопаузе, чија се висина скоковито повећава у појасима дувања млазних ветрова.

Млазни ветрови имају велики утицај на стање времена. Када се они крећу у облику таласа, онда огромне количине хладног ваздуха продру ка нижим ширинама, а топлог ка вишим. На тај начин, у високим слојевима тропосфере у зони млазних ветрова образују се циклони у простору топлог, а антициклони у простору хладног ваздуха. Пошто амплитуда таких таласа достиже и до 1.000 км, дешава се да је у крајевима који леже и до 1.000 км ближе екватору повремено знатно хладније, него у онима који су северније односно (на јужној полулопти) јужније.

Совјетски метеоролог И. Г. Г у т е р м а н (*23*) проучио је ветрове у слободној атмосфери изнад северне полулопте по подацима осматрања 220 аеролошких станица. Резултате тих проучавања представио је на 8 карата, које су ушле у Аероклиматски атлас северне полулопте. Посебну пажњу је обратио ветровима са брзинама већим од 30 м/сек (108 км/час) који дувају на изобарској површини од 300 мб (тј. приближно на надморској висини од 9 км). Ветрови са таквим брзинама су типични за млазне ветрове.

Млазни ветрови достижу највеће брзине у јануару. На изобарској површини од 300 мб (сл. 59) запажају се три зоне млазних ветрова. Прва се налази изнад западног Пацифика и у њој су запажени свакодневни млазни ветрови са просечном брзином у јануару од 64 м/сек (230 км/час). На висини изобарске површине од 200 мб она је највећа и износи 75 м/сек (270 км/час). Изнад Јапана млазни ветрови у јануару достижу максималну брзину од 177 м/сек (620 км/час), док по прорачунима И. К. Гутермана она може достићи до 280 м/сек (*23*, 324), што одговара брзини од 865 км/час. Друга зона млазних ветрова је изнад субтропских крајева Азије — са два локална центра — над

северном Индијом и јужним Ираном. Максималне прорачунате брзине млазних ветрова у другој зони износе око 160 м/сек (560 км/час). Трећа зона млазних ветрова је изнад источног приморја Северне Америке са највећим просечним брзинама од само 32 м/сек (*23*, 325) односно 115



Сл. 59 — Просечна брзина ветрова на изобарској површини од 300 мб (око 9 км изнад нивоа мора): 1. изотахије средњих брзина, 2. правац резултирујућег вектора, 3. просечна брзина у м/сек; бројка у загради прорачуната максимална брзина у км/час са вероватноћом до 0,01% (по И. Г. Гутерману)

км/час. Ова је зона посебно значајна. Док у првим двема преовлађује изричито упоредничко струјање у смеру запад — исток, у трећој је оно више усмерено према североистоку и не спаја се са азијском односно пацифичком зоном млазних ветрова. Због тога је Западна Европа изложена продорима ваздуха из виших географских ширина (на изобарској површини од 300 мб).

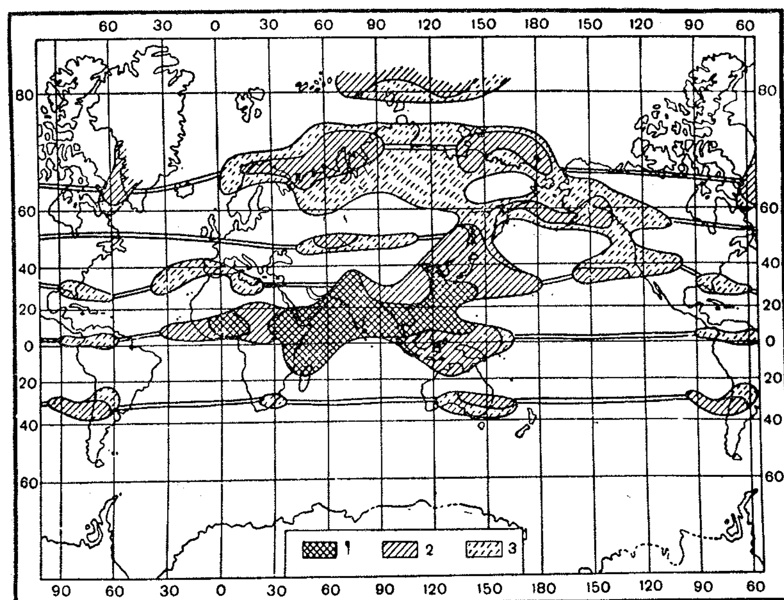
Млазни ветрови у јулу су не само мањих брзина него што су у јануару, већ су и њихове три зоне најучесталијих појављивања померене ка северу.

21. ПЕРИОДИЧНИ ВЕТРОВИ

Сунчеви зраци падају под различитим угловима у истом месту у току године. Због тога се мења интензитет загревања тла и ваздуха. У вези са тим мењају се још и температуре ваздуха и атмосферски притисак. Зими је ваздух у неком месту хладнији, а притисак виши него лети. Због тога је у њему зими антициклон, а лети циклон. У првом годишњем добу дувају ветрови из околине таквог места према циклонској области, док у другом годишњем добу, лети, дувају ветрови

према том месту, ка циклони. На тај начин, у једном те истом месту а у различитим годишњим добима дувају ветрови супротних праваца, проузроковани сезонским променама атмосферског притиска.

Такви ветрови су названи **монсуни**[1]). Они дувају не само са мора на копно и обратно, него и преко пространих океанских и копнених површина (сл. 60). По положају области у којима дувају и основном узроку постанка разликују се два типа монсуна — тропски и вантропски.



Сл. 60. — Географско распрострањење тропских и вантропских монсуна и средња учестаност њихових праваца: 1. учестаност праваца јануарског и јулског монсуна преко 60%, 2. учестаност између 40 и 60% и 3. учестаност мања од 40% — области са монсунским тенденцијама (по С. П. Хромову)

В а н т р о п с к и м о н с у н и су последица термичких супротности копна и мора односно сезонског премештања области високог и ниског атмосферског притиска. Зими је изнад расхлађеног копна висок ваздушни притисак, па тада дува *зимски монсун* са копна на море, где је у то доба атмосферски притисак нижи. Лети је стање обратно: изнад прегрејаног копна ваздушни притисак је нижи него изнад мање топлог мора. Зато *летњи монсун* и дува са мора на копно.

Најбољи пример вантропског типа монсуна је онај на Далеком Истоку. Зими се ствара пространа област високог атмосферског притиска изнад Источне Азије са центром антициклона у Монголији, док је источно од Јапана стално низак атмосферски притисак. Тада из Азије дува зимски монсун; он прелази Охотско, Јапанско и Жуто море, као и Јапанска острва и ишчезава у северном Пацифику.

[1]) Од арапске речи mausim — сезона, годишње доба.

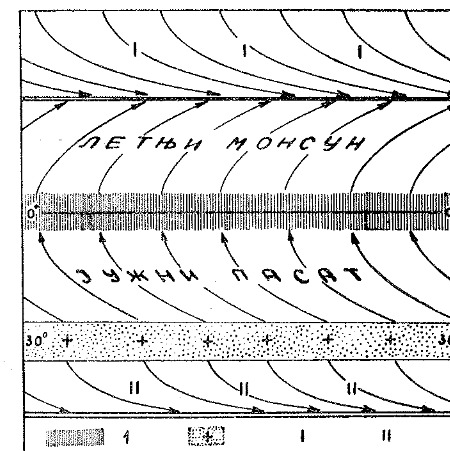
Летњи монсун има обратни правац; тада је изнад Азије низак а изнад северозападног Пацифика висок ваздушни притисак.

Монсуни оваквог типа дувају још и на приморју Северног леденог океана, на Аљасци, у северозападној Канади, југозападној Европи, као и у југозападној Аустралији.

Т р о п с к и м о н с у н и дувају у појасу који је приближно ограничен са 20° с.ш. и 15° ј.ш. Главни узрок његове појаве јесу термичке разлике тропског појаса у зимској и летњој половини године односно премештање положаја баричког екватора. Он лежи зими око Земљиног полутара (сл. 61,1), док је у лето северне полулопте помакнут за 10—20° северније. У вези са његовим померањем мења се и јачина пасата. Они су, уопште, јачи зими. У лето северне полулопте, када је барички екватор померен на север, јужни пасат прелази Земљин полутар (сл. 61), допирући у Африци до Сахаре, у Индији до Пенџаба, обухватајући целу Бурму, Тајланд, Вијетнам, Филипине итд. Прелазећи са јужне на северну полулопту он мења свој правац из SE у NE, те у поменуте земље долази са SW. Зими, док је барички екватор око полутара, северни пасат постаје знатно јачи него лети; он само местимице прелази на јужну хемисферу, па му зато правац остаје претежно — NE — SW.

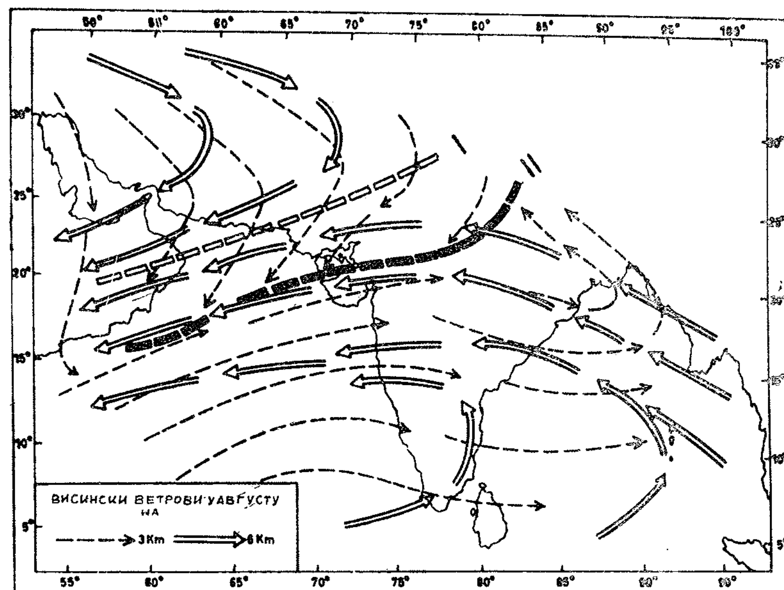
Према томе, тропски монсуни нису ништа друго него пасати, који у области већег померања баричког екватора имају ново својство — да сезонски мењају општи правац дувања. За разлику од вантропских монсуна, где циркулација ваздуха има правац копно — море и обратно код тропских монсуна преовлађује размена ваздушних маса између Земљиних полулопти. Зато су они заступљени како над океанским тако и над пространим копненим површинама (сл. 60). Ако се томе прикључи и погодан распоред копна и мора, онда ови монсуни постају веома изразити.

Најтипичнија земља тропских монсуна јесте Индија. Живот њеног становништва зависи у многоме од киша, које доноси *летњи монсун* (сл. 62). То је у ствари јужни пасат. Он полази са Индијског океана из области високог атмосферског притиска, чији центар лежи око 30° ј. ш. Под утицајем Земљине ротације јужни пасат на јужној полулопти има правац SE — NW. Али, када пређе полутар, он промени правац, тако да у Индију долази са југозапада. Прелазећи преко огромне водене површине Индијског океана ваздушне масе јужног пасата односно летњег монсуна Индије засите се воденом паром. Она се кондензује изнад планина Гата и јужних падина Хималаја стварајући кумулонимбусе и ним-



Сл. 61. — Трансформација југоисточног пасата у летњи тропски монсун: 1. екваторијална област; + висок ваздушни притисак; I западни ветрови на северној полулопти; II западни ветрови на јужној полулопти

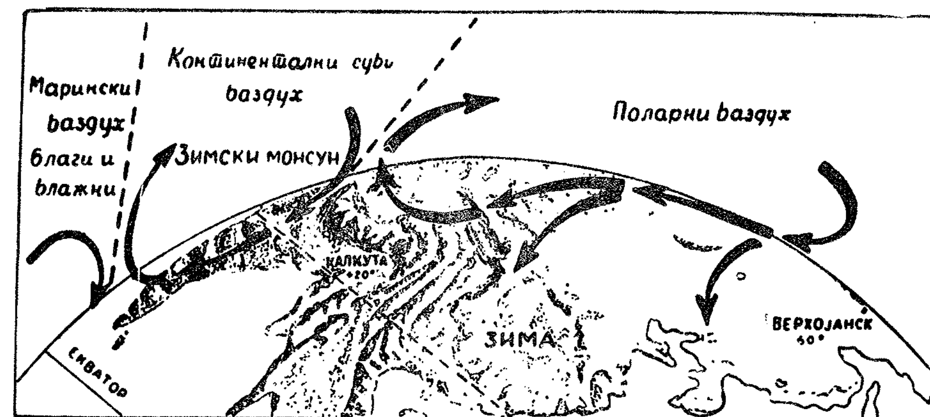
бостратусе. Из њих се излучују огромне количине падавина; само у току једног дана у Черапунџи, најкишовитијем месту на свету, излучило се 1.562 мм падавина (25. VII 1910. године), што одговара приближно трогодишњој висини падавина у северном Банату. У многим местима годишња висина падавина прелази 5.000 мм. У току 4 месеца, од јуна до септембра, излучи се у Индији 75—88% од годишње суме падавина у Бомбају (сл. 126) чак 96%! Због тога Индуси називају ово доба године, обилно падавинама, *„монсун“* односно *кишни период*.



Сл. 62. — Приземни и висински ветрови у Индији у време летњег монсуна (у августу): I тропски фронт на висини од 6 км; II тропски фронт на висини од 3 км

Зимски монсун у Индији јесте у ствари североисточни пасат. То је сув североисточни ветар који дува од новембра до фебруара и чија брзина над копном износи само 1 м/сек. Народ Индије га не осећа и не зна за њега (*20*, 321). Изнад океана брзина му се повећава и достиже 5—7 м/сек.

Суви континентални ваздух зимског монсуна Индије не полази из средње Азије, како се до недавно сматрало, јер хладни поларни ваздух не може да пређе преко високих венаца Хималаје и Каракорума, него из Пенџаба и подножја Хималаје (сл. 63). У тим областима, у које продире летњи монсун, зими се образује пространи антициклон. У исто време у екваторијалној области је нижи ваздушни притисак. Према њој струје континенталне ваздушне масе зимског монсуна односно северног пасата. На том путу, дугачком преко 3.000 км, зимски монсун креће удесно под утицајем Земљине ротације. Због тога он



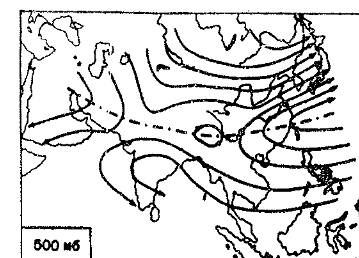
Сл. 63. — Зимски монсун у јужној и Источној Азији са средњим положајем ваздушних фронтова (испрекидане линије) и ваздушних маса

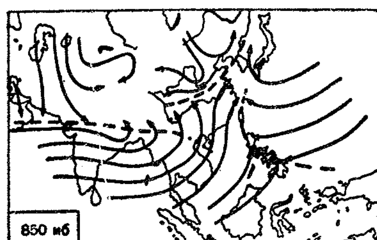
дува у Индији и на Индиском океану из североисточног правца, па се тада ни по чему не разликује од северног пасата.

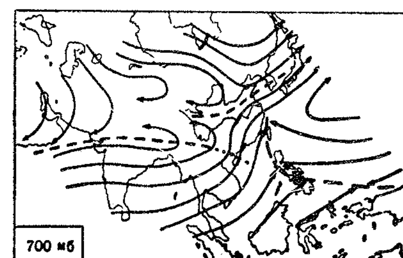
Монсуни су значајни за поднебље многих земаља. Али они нису свуда истих особина. Зимски монсун је сув у Индији (са изузетком Мадраског приморја), али је влажан дуж западних обала Јапанских острва, док у Малајском архипелагу, који лежи између два велика копна, аустралиског и азиског, не постоје велике разлике у влажности оба монсуна.

*

Новија аеролошка проучавања атмосфере у тропским крајевима уносе извесне промене у досадашњим схватањима генезе тропских монсуна. Летњи индијски монсун не постоји као сталан ветар; на то указује чињеница да у време кишног периода нема падавина сваког дана, него сваког другог до четвртог дана. Њих доносе покретне локалне депресије, које се развијају у зони променљивих тропских западних ветрова (сл. 57 и 58. У току лета ова зона се помера према северу, а западни ветрови који у њој дувају у смеру WSW — ENE до ви-







Сл. 64. — Различити правци струјања ветра у току летњег монсуна на изобарским површинама од 500 мб (око 5 км изнад мора), 700 мб (око 3 км изнад мора) и 850 мб (око 1,5 км изнад мора) (по Г. Н. Витвицком)

сине од 3—4 км представљају у ствари летњи индијски монсун (сл. 64). Зимски монсун је у суштини недовољно развијен пасат.

Према томе, по новијим схватањима за образовање монсуна нису битни термички условљени ниски ваздушни притисак изнад прегрејаног копна лети, а висок ваздушни притисак изнад охлађеног копна зими. Они само погодују кретању ваздушних маса и чине интегрални део у општој циркулацији атмосфере.

22. ЛОКАЛНИ ВЕТРОВИ

Локални ветрови су карактеристични само за поједине области на Земљиној површини. Значајни су у толико што подржавају увек исте временске прилике. У локалне ветрове у нашој земљи спадају: кошава, бура, вардарац, широко и фен,[1]) а у осталим земљама: чинук, бахамос, белат, близард, хамсин, нордер, памперо и др.

Кошава дува у североисточним крајевима Југославије. Настаје када је висок ваздушни пртисак над Украјином, а низак над западним Средоземљем. Најјача је на улазу у Ђердапску клисуру, између стене Бабајака и Голубачког града, где поједини њени удари прелазе брзину од 100 км/ч. Веома је јака до Београда. Понекад диже високе таласе, па отежава или прекида речни саобраћај на Дунаву — између Новог Сада и Голупца. Осећа се у целој Војводини, а понекад и у долини Драве до Осијека. Уз долину Саве продире до Бос. Шамца, а у Србији скоро до Ниша, Краљева и Ваљева. Најчешће дува 2—3 дана, а понекад и дуже. У Београду је једном дувала пуних 30 дана (од 28. фебруара до 28. марта 1928. год.). Кошава подржава ведро време у нашим североисточним крајевима.

Бура је слаповит ветар дуж наше обале Јадрана. Најјача је на планинским превојима у близини мора, код Трста, Ријеке, Сења, Зрмање и Клиса. На тим местима поједини удари буре достизали су брзину до 180 км/час (или 50 м/сек). Спуштајући се на море бура диже кратке али високе ломљиве таласе, док капљице са запењених врхова таласа лете по ваздуху ограничавајући видљивост. Када је веома јака изазива прекид поморског саобраћаја у Ријечком Заливу и Подгорском каналу; понекад преврне железничке вагоне и камионе, па је значајна и за сувоземни саобраћај. Траје 2—3 дана, а понекад и до 3 седмице. Бура ишчезава на пучини Јадрана.

По постанку се разликују два типа буре — антициклонска и циклонска бура (27).

Антицинклонска бура настаје када је висок ваздушни притисак над Средњом Европом, а нижи над Средоземљом али не и над Јадраном. Тада преко наших планина, најчешће од октобра до марта (каткад и до маја), дува према Јадрану јак североисточни ветар. Тада преовлађује ведро и суво време. Само се при врховима планина, на заветринским странама — према мору, развије тзв. „фенски зид" —

[1]) Фен је типичан алпијски ветар и изван наше земље, нарочито у Баварској и Швајцарској, али га има и у нашим Динарским планинама (тзв. динарски фен).

мањи облаци који изгледају као да су прилепљени за планину. Он указује да на супротној страни планина, где преовлађује узлазно струјање ваздушних маса, влада ружно време. Када се центар антициклона приближава Јадрану, повећава се и јачина буре, па она тада дува и на супротној обали Јадрана. Пошто антициклонска бура доноси ведро време, називају је још и ведром буром.

Циклонска бура настаје када је центар ниског притиска у јужном Јадрану или нешто западније. Тада на задњој или западној страни депресије дува са североистока ка пучини циклонска бура, а у исто време на предњој или источној страни депресије дува са југоистока циклонски југо. Небо је облачно над читавим Јадраном. Стога се ова бура назива још и облачна или мрачна бура (bora obscura). Праћена је падавинама, понекад врло обилним, а може да потраје и до 8 дана.

Вардарац је такође слаповит ветар. Настаје када је висок ваздушни притисак изнад средишних области Балканског полуострва, а низак изнад Егејског мора. Дува са Шаре и Скопске Црне горе низ долину Вардара према Солунском заливу. Чешћи је зими, сув је и хладан. Хладнијих зима проузрокује појаву леда уз северну обалу Солунског залива. Дува по 3—7 дана. Достиже брзину до 60 км/час. Вардарац подржава ведро време.

Југо је претежно југоисточни ветар, који дува по уздужној оси Јадрана. Дува дуже у хладнијој половини године — до 4 дана, а понекад, са прекидима, и до две седмице. Југо је чешћи у северном Јадрану од марта до јуна, а у јужном од октобра до марта, Понекад достиже брзину до 80 км/час и у јужном Јадрану изазива таласе високе до 4,5 м, те отежава поморски саобраћај.

По постанку се разликују два типа југа — циклонски и антициклонски југо (27).

Циклонски југо настаје када се Јадрану приближује депресија из западног Средоземља. Предзнак појави ветра су таласи из јужног правца и облаци из западног и југозападног смера. Уз нагли пад ваздушног притиска повећава се облачност, повишавају таласи и појављује све јачи топао и влажан ветар. Скоро увек циклонски југо прелази у ветар из западног квадранта, олујне јачине, праћен грмљавином и падавинама — при наиласку хладног фронта (стр. 152). После тога се појави (циклонска) бура.

Ваздушне масе циклонског југа полазе из Северне Африке, где је висок ваздушни притисак, и прелазећи преко Средоземног мора апсорбују велику количину водене паре, те су стога топле и влажне. Издижући се уз падине приморских планина ове се ваздушне масе хладе, водена пара се кондензује и из тамних облака излучују се обилне падавине.

Антициклонски југо се развије када је висок ваздушни притисак изнад средишних области Балканског полуострва, а низак у западном или средњем Средоземљу, па чак и када се депресија креће преко западне Европе ка североистоку (а изобаре на Средоземљу иду смером север-југ или југозапад-североисток). Антициклонски југо је у суштини источни ветар, али је на Јадрану „каналисан" правцем пружања Динарских планина и Апенина, те стога стиче југоисточни смер. И

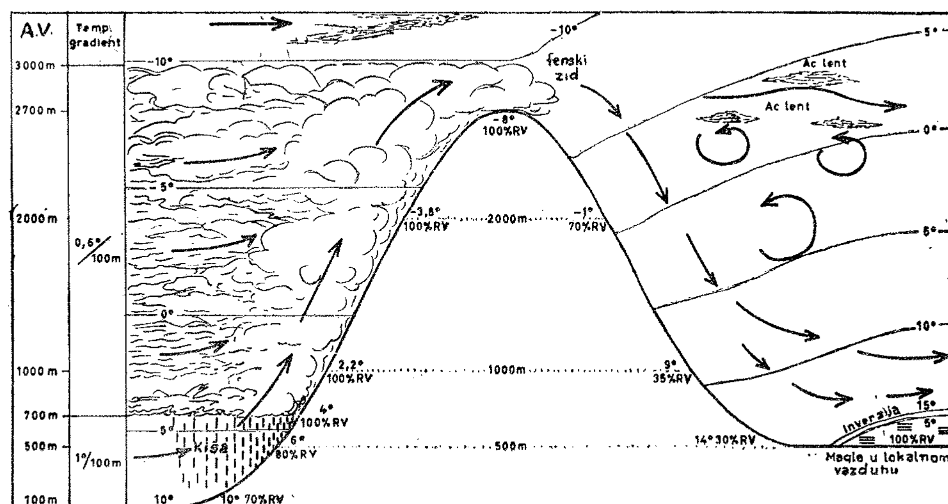
антициклонски југо је доста топао ветар, али и прилично сув, те не доноси падавине, или су оне сасвим незнатне. Стога га називају још и суви југо. Најчешће се јавља на прелазу из топлије у хладнију половину године и обратно.

Антициклонски југо прелази у циклонски када се депресија приближу Јадрану, а овај касније у буру.

Врло јаки југо назива се *југина*.

Фен (Föhn) је јак, слаповити, топли и суви ветар типичан за северну подгорину Алпа, мада је чест и јужно од ових планина. Образује се када је на једној страни планинских масива низак, а на другој страни висок ваздушни притисак. Јужни фен у Алпама образује се при пролазу атлантских депресија северно од Алпа, док је северни фен условљен појавом медитеранских депресија. Дешава се понекад да антициклон лежи изнад самих Алпа и онда се фен појављује с обе њихове стране. Релативно сув и топао ваздух фена објашњава се његовим адијабатским загревањем при спуштању преко планинских венаца у дубоке долине и котлине.

За нашу земљу је значајнији јужни од северног фена, чак и када он дува далеко од наших западних граница. Тако нпр. ако се топла и влажна ваздушна маса издиже уз јужне падине Алпа (сл. 65), она ће се на сваких 100 м висине расхлађивати за 1°C све до нивоа кондензације, а изнад тог нивоа, због ослобођења латентне топлоте, приближно за 0,6°C на сваких 100 м висине. Пошто се ослободи падавина, које скоро у потпуности излучи на јужним падинама Алпа, релативно сува ваздушна маса спушта се низ северне падине Алпа и том приликом се динамички загрева — на сваких 100 м низлазног спуштања температура ваздуха се повиси за 1°C. Зато је ваздушна маса фена знатно топлија у Баварској него што је била у Италији.



Сл. 65. — Шематски приказ образовања фена — A. V. — апсолутна висина, RV — релативна влажност (остала објашњења у тексту) (по Канегитеру)

У зимским и пролећним месецима јужни фен отапа снег у северној подгорини Алпа, па га тамо називају и „снегождер". Тада настају поводњи на алпијским притокама Дунава. Нагло отапање великих количина снега испољава се тада и на нашем сектору Дунава.

У нашим динарским планинама особине фена има јак југо. Топао и сув он јако исушује тле, а понекад чак и спаруши биљне културе, па га зато у Босни називају *„бели град"* и *„бели ветар"*. У пролеће изазива брже отапање снега и пораст водостаја на нашим рекама у сливу Саве. Ф. Сајдл га је назвао „динарско-горским феном".

Кратке одлике осталих важнијих локалних ветрова дати су у таб. 24.

Таб. 24 — Преглед најважнијих локалних ветрова

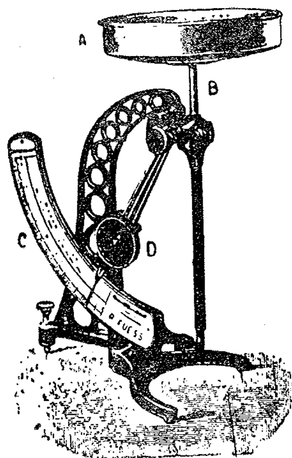
Ветар	Смер	Место	Опште одлике ветра и време дувања
Belat	N-NW	S обала Арабије	Топли ветар, дува од децембра до средине марта, носи песак, траје 1—3 дана.
Blizard	N-NW	E обала САД	Зими — јаке снежне мећаве.
Harmatan	E-ENE	Западна Африка — Сахара	Врло сув, са много песка из сахарских ергова. Дува у зимским месецима.
Mistral	NW	Долина Роне, Лионски и Ђеновски залив	Дува целе године, а зими врло хладан и јак ветар.
Norder	N	Низија Мисисипија и Мексикански залив	Врло јак и хладан ветар; почиње нагло. Најјачи у новембру. Дува од октобра до априла.
Pampero	SW	Пампе Југ. Америке и њено атланско приморје између 30 и 40° ј. ш.	Олујан и хладан ветар; почиње из N или NW (Norte duro, Pampero seguro). Највише дува од јуна до октобра. Понекад с падавинама. У вези је са кретањем хладног фронта.
Tramontana	N	Јадранско и Егејско море	Јак и хладан ветар, нарочито у Егејском мору. Дува зими.
Vilivavos	N-NW	Магеланов мореуз	Јак слаповити ветар са Патагонских планина. Дува преко целе године.

У локалне ветрове убрајају се поред ветра с морске пучине и ветра с копна, о којима је раније било речи (од. 18) и *планински ветрови)*. Они постају због неједнаког дневног загревања и ноћног хлађења ваздуха у долинама и на планинским врховима. Прегрејани долински ваздух струји у току дана уз планинске стране — приближно од 10 часова пре подне па до Сунчевог заласка. Тај ветар се назива *долински, дољак* и *даник*. Ноћу се пак прехлађени ваздух спушта са планинских врхова у долине. Он почиње око 22 часа, а престаје по Сунчевом изласку. Такав ветар назива се *горски, горњак* или *ноћник*. Планински ветрови су слаби. Јављају се лети при тихом и ведром времену.

V. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА И ВЕЛИЧИНА ИСПАРАВАЊА

23. МЕРЕЊЕ ИСПАРАВАЊА

Водена пара и испаравање. — Вода је једина материја у природи, која се на обичним температурама налази у сва три агрегатна стања. У гасовитим стању она се назива в о д е н а п а р а. Невидљива је и нема мириса. У атмосфери се меша са осталим гасовима. Лакша је од ваздуха: њихове тежине исте запремине при једнаком притиску стоје у односу као 0,622 : 1,000. Зато је влажнији ваздух лакши од сувог.



Сл. 66. — Вилдов испаритељ — A лимени суд, B вертикални ослонац, C скала и D тег са казаљком

Водена пара доспева у атмосферу и с п а р а в а њ е м, тј. процесом прелажења воде из течног у гасовито стање. Величина исправања зависи, пре свега, од површине са које се оно врши. Због тога су огромне површине океана и мора највећи достављачи водене паре, док је удео језера, река, тла и биљног света мали. Али, оно такође зависи и од температуре површине са које настаје испаравање: уколико је температура таквих површина виша, брже је кретање молекула воде, па један њихов део, савлађујући кохезију, одлеће у ваздух изнад воде, те је, у таквим случајевима, испаравање веће него када је водена површина хладна. Када је ваздух сув и топао у стању је да прими већу количину водене паре од хладнијег и влажнијег ваздуха. Најзад, испаравање је сразмерно брзини ветра: чак и струјање ваздуха са брзином од свега 0,25 м/сек, које се не може назвати ветром, повећава испаравањем скоро за три пута.

Испаравање се мери помоћу инструмената који се називају **еваپориметри**[1]) или **испаритељи.** На метеоролошким станицама употребљава се највише В и л д о в и с п а р и т е љ (сл. 66). Он ради на принципу ваге, а показује на скали слој воде у милиметрима који испари за 24 часа.

Вилдов испаравитељ се састоји из отвореног лименог суда A, који лежи на покретном вертикалном ослонцу B, скале C и казаљке са тегом D. Испаравање се мери тако, што се у лимени суд, чија је површина 250 $см^2$, сипа вода све дотле, док казаљка не доспе у хоризонтални положај означен на скали са 0 мм. Испаравањем воде метални суд са водом постаје лакши, па се његов вертикални ослонац помера навише, а казаљка (са тегом који је одржавао равнотежу напуњеном суду) полако спушта, показујући на скали висину слоја воде која је испарила. Сем овог инструмента постоје и специјални **евапориграфи**[1]), који аутоматски бележе висину слоја испарене воде на хартији обмотаној на ваљку са часовним механизмом.

Вилдов евапориметар се поставља у посебан заклон, у свему исти као и термометарски. Доливање воде у његов суд врши се сваког јутра у 7 часова по

[1]) Од латинског evaporatio — испаравање и грчког metrein — мерити.
[1]) Од латинског evaporatio — испаравање и грчког graphein — писати.

локалном времену. Па ипак, не само Вилдов испаритељ, него и други слични испаритељи, не показују стварну величину испаравања у месту где се налазе него тзв. с п о с о б н о с т и с п а р а в а њ а или и с п а р љ и в о с т. Тачније резултате показују специјални **пловни евапориметри** и **испаритељни басени** са површинама до 530 $м^2$ (у Форт Колинзу у САД). Уопште, сви инструменти за мерење испаравања воде дају у толико веће вредности од стварних, у колико им је мања површина суда односно басена, што се види по подацима датим у табл. 25.

Табл. 25. — Испаравање са водене површине у зависности од пречника испаритеља

Пречник испаритеља у см	Испаравање у %
366	100
180	126
120	135
60	164

Разлике између испарљивости и стварног испаравања у појединим природним предеоним зонама северне полулопте дао је А. П. А л и с о в (табл. 26). Он је установио да је испарљивост 2 до 10 пута већа од испаравања.

Табл. 26. — Годишње вредности испарљивости и испаравања (по Б. П. Алисову)

Предеона зона	Исправљивост у мм/год.	Испаравање у мм/год.
Тундра	200 — 300	70 — 120
Тајга	300 — 600	200 — 300
Мешовита шума	400 — 850	250 — 430
Степа	600 — 1100	240 — 550
Полупустиња	700 — 900	180 — 200
Пустиња	800 — 1000	50 — 100
Субтропи	800 — 1300	300 — 750

Треба напоменути да водена пара испарава и са површине снега и леда. Испаравање је у толико мање, у колико је нижа температура ваздуха (табл. 27).

Табл. 27. — Средњемесечно испаравање снега у мм

При температурама нижим од 0° C								
Сред. месеч. температура °C	0	—2	—4	—5	—7	—10	—15	—20
Сред. месеч. испаравање у мм	30	24	20	17	12	7	4	3
При температурама вишим од 0° C								
Сред. месеч. температуре у °C	0	1	2	4	5	6	7	8
Сред. месеч. испаравање у мм	30	38	46	55	64	—	—	—

Резултати мерења испаравања снега у СССР и САД слажу се за температуре ниже од 0°С, док су за позитивне температуре амерички подаци већи (нпр. при температури +3°Ц испаравање износи 65 мм, што по совјетским мерењима одговара температури од +5°С).

Највеће је испаравање у летњим месецима и у пустињским областима. Места у сушним крајевима имају веће испаравање и када леже у вишим ширинама од места која леже на морским обалама; то показују подаци дати у табл. 28.

Табл. 28. — Средња месечна висина испаравања у мм (по Ј. Сташевском)

Место	φ	λ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.
Лондон	51° 30′	0° 7w	5	6	17	38	62	74	75	59	35	16	6	2	395
Доњи Египат	30°	32°	71	81	108	126	146	150	143	133	108	108	87	88	1329
Атбара	17° 45′	34°	442	440	571	608	642	601	572	526	573	517	448	417	6267
Џакарта	6° 11′S	106°50′	44	35	42	43	43	39	51	64	64	64	46	46	581

Транспирација. — Биљке одају велику количину водене паре. Њихово испаравање — т р а н п и р а ц и ј а — зависи, пре свега, од врсте биљке, њене старости и густине на одређеној површини, затим од особина тла и његовог механичког састава, од воденог режима тла, његовог хемијског састава итд. Тле покривено травом, ливада, испарава три пута више воде него голо поље. Још веће је испаравање у шумама. Оне испаравају приближно толику количину воде, као и њима једнака површина мора у истим географским ширинама.

Транспирација је физичко-биолошки процес, те зато подлеже сезонским променама. Топли и суви ветрови, као што је нпр. фен, појачавају транспирацију до тог степена, да се многе биљке спаруше и угину. Стога такве ветрове наш народ назива „бели град“ (у Бос. Крајини). Штетно дејство сличних ветрова смањују шумски заштитни појасеви. Таквих појасева има много у јужним крајевима европског дела Совјетског Савеза; њихова је намена да заштите пределе око Дона и источну Украјину од врелих и сувих касписких ветрова („суховеја“).

24. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА И ЊЕНО МЕРЕЊЕ

Испарена вода са површине мора, језера, река, снега, тла и биљака доспева у атмосферу као водена пара. У зависности од температуре 1 м³ ваздуха је у стању да прими следећу максималну количину водене паре:

Температура у °С	—30	—20	—10	0	10	20	30
Вод. пара у гр/м³	0.38	0.94	2.15	4.57	9.14	17.36	31.51

За ваздух који при одређеној температури садржи највећу могућу количину водене паре каже се да је з а с и ћ е н в о д е н о м п а р о м. Ако би се такав ваздух још загрејао, повећала би се његова

способност примања водене паре. Међутим, када се тако засићени ваздух расхлади, он постаје п р е з а с и ћ е н в о д е н о м п а р о м, те зато долази до појаве к о н д е н з а ц и ј е[1]) — враћања водене паре у течно стање. Температура ваздуха при којој долази до прелаза водене паре, коју ваздух садржи, у њено течно стање назива се т е м п е р а т у р а р о с н е т а ч к е или краће — р о с н а т а ч к а.

Кондензована водена пара претвара се најзад у падавине, које се излучују на тле. Један део падавина поново испари, други понире у земљу, а трећи се сакупља у водотоцима и враћа се у мора. На тај начин обавља се у природи процес великог кружења воде. У њему учествује годишње 511.000 км³ воде што одговара слоју од 1002 мм падавина. Међутим, како се у атмосфери налази само 13.200 км³ воде (прорачуни), потребно је да она у току године изврши 41 кружење, односно сваких 9 дана по један круг: море — атмосфера — копно — море.

Атмосферска вода има велики значај за живот на Земљи. Она омогућује живот биљног и животињског света у свим крајевима Земљине површине, а својим деловањем ствара неке специфичне облике у рељефу наше планете.

Влажност ваздуха и њено мерење. — Као што је указано, садржај водене паре у ваздуху се мења, али се он ипак може изразити и бројно на неколико начина. Најважнији су:

а) а п с о л у т н а в л а ж н о с т (а) — тежина водене паре у грамима коју садржи 1 м³ ваздуха. Садржај водене паре у ваздуху изражава се и у мм живиног стуба (мм Hg), што се назива п р и т и с а к или н а п о н в о д е н е п а р е. Он се више примењује, јер је одређивање апсолутне влажности ваздуха у гр/м³ веома сложено.

Апсолутна влажност зависи од садржине водене паре у ваздуху. На њу утичу: распоред копна и мора на Земљи, рељеф и ветрови. Уопште, она је већа у приморским крајевима и нижим географским ширинама, а мања у континенталним областима и вишим географским ширинама (сл. 67). Тако нпр. просечна апсолутна влага, односно притисак или напон водене паре, у екваторијалном појасу износи 25 мм Hg, у тропском 20 мм Hg, у средњим географским ширинама у јулу 10—12 мм Hg., а у јануару 5—6 мм Hg, док се у поларним крајевима смањује на 2—3 мм Hg (зими у источном Сибиру чак и испод 1 мм Hg). Притисак водене паре се смањује са повећавањем надморске висине: у Европи на нивоу мора он износи 6,62 мм Hg, на 500 м — 6,09 мм Hg, на 1.000 м — 4,77 мм Hg, на 5.000 м — 0,52 мм Hg, а на 10.000 м — 0,02 мм Hg. Он има дневне, месечне и годишње амплитуде. Последње износе у тропском појасу 2—3 мм Hg, у умереном 5—6 мм Hg а у унутрашњости континента 9—10 мм Hg (*6*, 72).

б) Р е л а т и в н а в л а ж н о с т (r) представља однос између апсолутне влажности ваздуха (а) у одређеном тренутку и оне максималне могуће влажности (а’) коју би он имао на датој температури па да буде засићен.

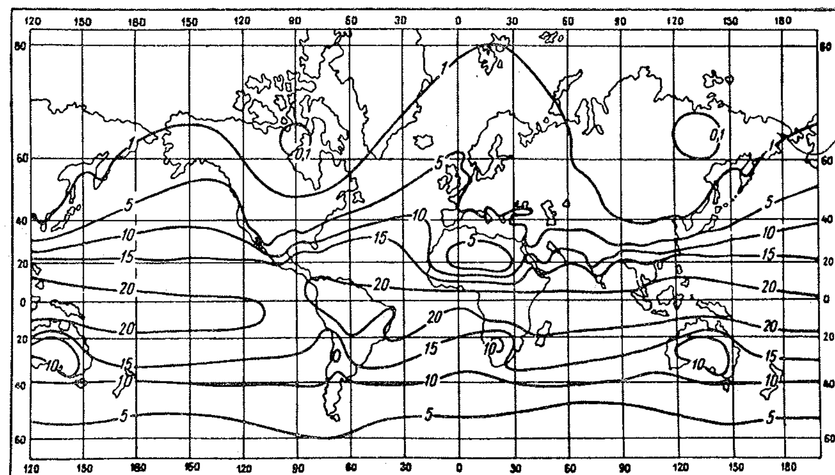
Релативна влажност се изражава у процентима а израчунава се по обрасцу.

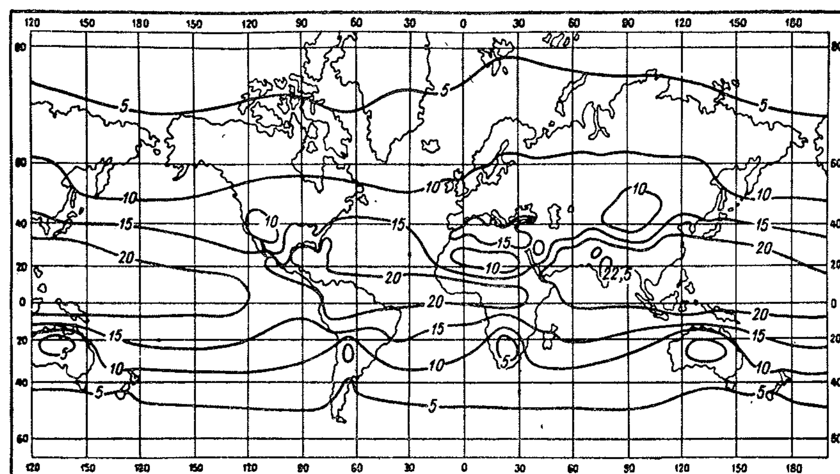
$$r = 100 \cdot \frac{a}{a'} .$$

Релативна влажност од 0% значи да је ваздух потпуно сув, док је он засићен воденом паром ако је r = 100%. Ако је у неком месту релативна влажност 71 (нпр. у Београду), онда нам та бројка показује да ваздуху са температуром какву има то место недостаје још 29% водене паре па да он са њом буде засићен. Та разлика, односно недостатак водене паре до потпуне засићености ваздуха са њом назива се д е ф и ц и т з а с и ћ е н о с т и.

---

[1]) Од латинског condensare — сакупити, згуснути.





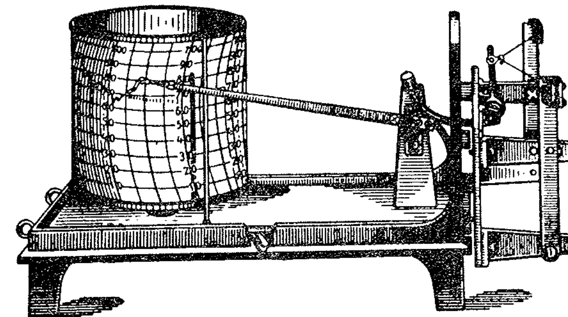
Сл. 67. — Просечан положај изолинија напона водене паре у мм Hg стуба — горе у јануару и доле у јулу

За одређивање апсолутне и релативне влажности употребљавају се **психометри** (сл. 30), о којима је већ било речи (од. 16). Они не показују директно вредности, него се до њих долази прорачунавањем.

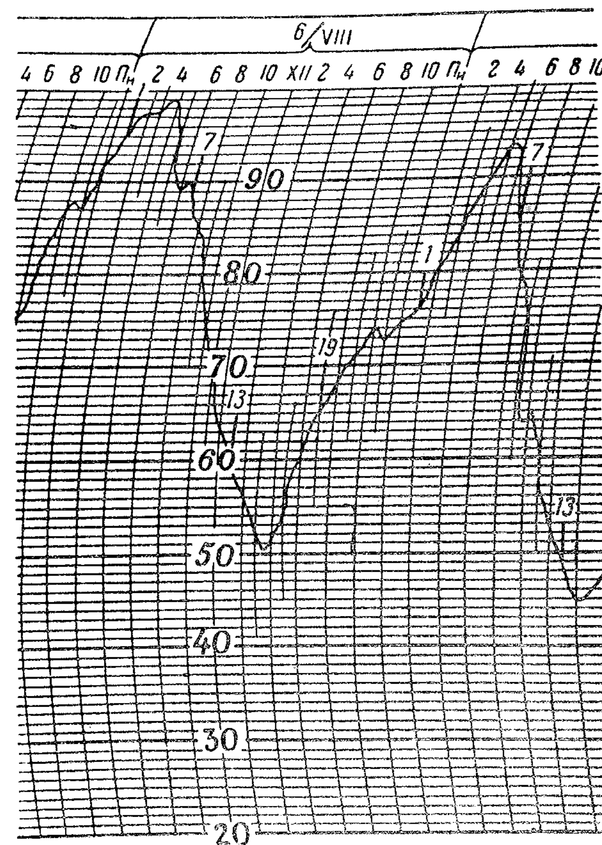
За непосредно одређивање релативне влажности служи **Копеов хигрометар**[1]) (сл. 30). Он се састоји из једне дуге женске власи (V), затегнуте на металном раму (R) једним крајем помоћу завртња (Z), а другим преко покретне осовине (O) са тегом. За покретну осовину утврђена је казаљка (K), која на скали (S) са 100 подеока показује релативну влажност ваздуха. Влас је очишћена од масти (бензином), због чега при повећању водене паре у ваздуху упија више влаге и истеже се, па се казаљка помера удесно, ка подеоку који је означен бројем 100. Међутим при смањењу водене паре у ваздуху настаје скупљање власи, те се казаљка помера улево, према подеоку који је означен бројем 0.

¹) Од грчког hygrós — влажан и metrein — мерити.

Хигрограф (сл. 68) је инструмент који ради на принципу промене дужине власи при измени количине водене паре у ваздуху. Он аутоматски бележи промене релативне влажности на хартији (сл. 69) обмотаној на покретном ваљку са сатним механизмом. Уместо једне, он има више власи, које су жичаном корпом заштићене од случајних додира и повреда.



Сл. 68. — Хигрограф без заштитног поклопца да би се боље видела његова конструкција



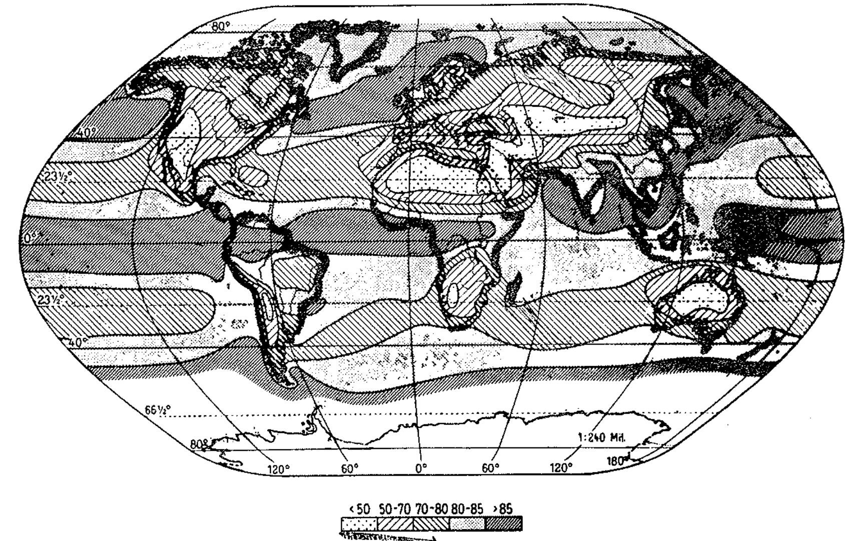
Сл. 69. — Изглед хигрографске траке са уцртаним током релативне влажности

25. РАСПОДЕЛА ВОДЕНЕ ПАРЕ У ПРИЗЕМНИМ СЛОЈЕВИМА ВАЗДУХА

Средња годишња апсолутна влажност ваздуха је у толико већа у колико је виша температура. Она се смањује од полутара према половима — од 18,9 мм до 3 мм Hg (таб. 29). Међутим, релативна влажност нема тако правилан ток, јер она зависи и од удаљености места од мора (сл. 70). У Картуму, око којег је пустиња и степа, њена средња годишња вредност износи 30%, а у Таракану (на Борнеу) 88%.

Таб. 29. — Расподела средње годишње апсолутне влажности ваздуха у gr/м³ у појасевима од по 10° географске ширине

З о н е	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70
Сев. полулопта	18,9	17,2	13,8	9,7	7,0	4,9	3,1
Јуж. полулопта	18,7	16,4	13,2	9,8	7,0	—	—



Сл. 70. — Релативна влажност на Земљиној површини у јулу изражена у процентима (по L. Száva-Kováts)

На јужној полулопти, где преовлађују водена пространства, средња годишња релативна влажност креће се између 79 и 81%, док се на северној хемисфери, са знатним копненим површинама, ова величина креће између 70 — у суптропским и 82% — у субполарним областима. У целини, јужна полулопта има за 5,3% већу релативну влажност од северне полулопте (*20,* 168).

У табл. 30 приказан је ток средњих годишњих вредности апсолутне (а) и релативне (г) влажности ваздуха на Земљи за појасеве од по 10° географске ширине према прорачуну А р х е н и у с а (*20,* 169).

Табл. 30. — Годишња расподела апсолутне (а) и релативне (г) влажности

φ^0	N 70 — 60 — 50 — 40 — 30 — 20 — 10 — 0 — 10 — 20 — 30 — 40 — 50 — 60 S												
a gr.	3,1	4,9	7,0	9,7	13,8	17,2	18,9	18,7	16,4	13,2	9,8	7,0	4,5
r%	82	78	74	70	71	76	79	81	79	77	79	81	81

Годишњи ток релативне (г) и апсолутне (а) влажности ваздуха уопште се не поклапају, што се види по подацима датим у табл. 31. Релативна влажност је највећа зими, а апсолутна лети, што је последица већ указаних особина ваздуха, да на вишим температурама може примити већу количину водене паре.

Табл. 31. — Годишњи ток релативне (г) и апсолутне (а) влажности ваздуха у Београду (*2,* 171).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Амплит.
r	82	77	68	64	66	67	63	64	67	73	79	83	71	20
a	4,0	4,0	5,0	6,7	9,8	11,5	12,5	12,0	10,2	8,2	6,2	4,5	7,9	8,5

VI. ОБЛАЧНОСТ И ОБЛАЦИ

26. ОБЛАЧНОСТ И ЊЕН ГОДИШЊИ ТОК

Облачност и њено мерење. — Прелаз воде из гасовитог у течно стање настаје кондензацијом водене паре. Том приликом ослобађа се топлота *(кондензациона топлота),* која је била утрошена (*латентна топлота)* при испаравању воде — око 600 гр. калорија за 1 см³ воде. Али, ако водена пара прелази у чврсто стање — лед, ослобађа се више топлотне енергије — 680 гр. калорија од 1 гр водене паре — и та топлота назива се *сублимацивна.* Прелазом водене паре у течно или чврсто стање вода у атмосфери постаје видљива — она се претвара у облаке. Сама величина видљивог неба покривеног облацима назива се о б л а ч н о с т.

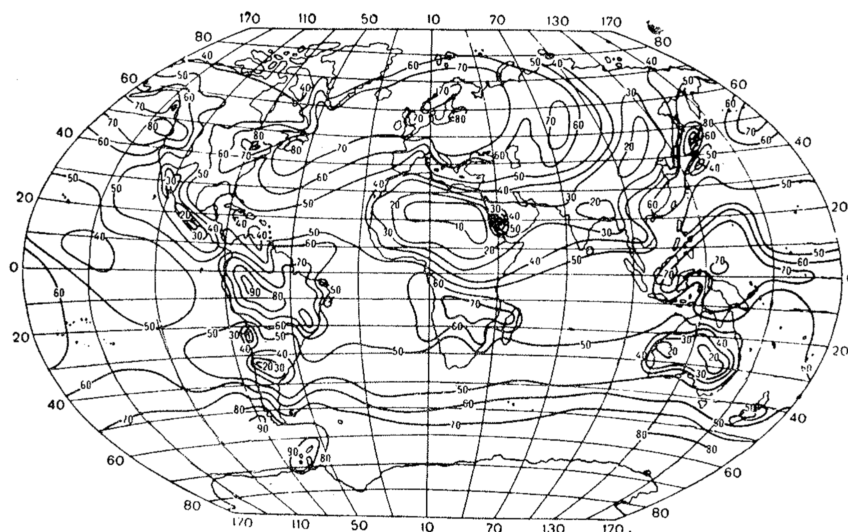
За мерење облачности не постоји никакав инструмент. Она се процењује слободним оком и то овако: видљиви део неба подели се најпре на 10 једнаких делова, а затим се процењује колико таквих делова покривају облаци. Када је небо сасвим ведро онда је облачност 0 („нула"), ако је облацима покривена само једна половина онда је облачност 5, док облачност 10 значи да је цела видљива површина неба покривена облацима. У случајевима када су облаци растурени по небу, онда их у мислима сакупљају у једну групу и онда процењују колико десетина неба покривају.

Годишњи ток облачности сличан је са током релативне влажности ваздуха. Тако је у Београду највећа облачност у зимским, а најмања у летњим месецима (таб. 32).

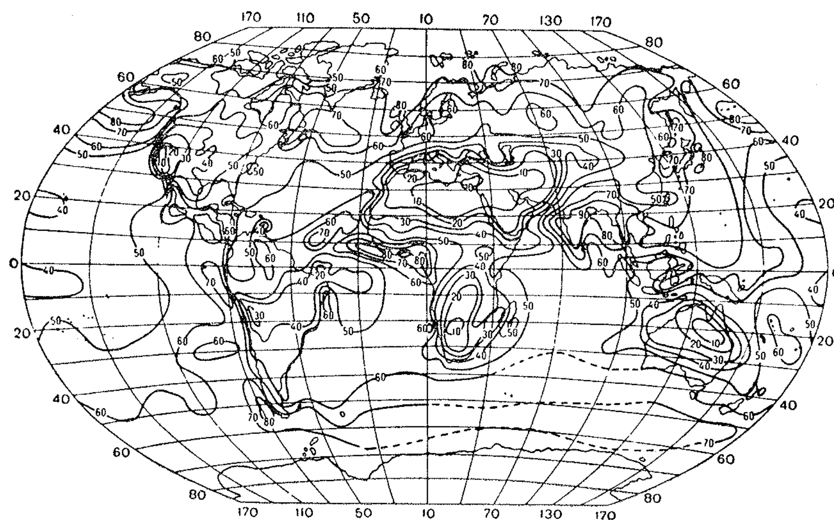
Табл. 32. — Годишњи ток облачности у Београду за период од 60 година (*20,* 215).

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Кол.
7,3	6,7	6,3	6,1	5,7	5,3	4,2	3,8	4,4	5,4	6,8	7,7	5,8	3,9

Највећу облачност имају полутарске области — чак и у најведријим месецима преко 5,0. У субтропским областима облачност је највећа у најхладнијим месецима, а у монсунским у летњим. У умереном топлотном појасу најмања је облачност у летњим, а највећа у зимским месецима; на планинама умереног појаса због узлазних кретања ваз-



Сл. 71. — Просечна облачност у јануару (у % видљивог неба покривеног облацима) — средњи положај изонефа (по С. П. Хромову)



Сл. 72. — Просечна облачност у јулу (у % видљивог неба покривеног облацима) — средњи положај изонефа (по С. П. Хромову)

душних маса и кондензације водене паре, која се при томе дешава, највећа обласност је у летњим месецима, нпр. у Алпима. Према половима, у хладном појасу, облачност се повећава, нарочито лети. Јаснију представу о распореду облачности на Земљи пружају **изонефе**[1]) — линије које спајају на карти места са једнаком облачношћу (сл. 71 и 72).

Просечна облачност на целој Земљи је 54,4%. Она је већа изнад океана за 10% него изнад континената и то у најхладнијем месецу за 13,2%, а у најтоплијем за 7,2%. Уопште, најоблачније су субполарне области (између 60 и 70° г. ш.) — 72% на северној и 76% на јужној полулопти. Потом долази полутарска област — изнад копна између 0° и 10° ј.г.ш. са 56%, а изнад мора између 0° и 20° с.ш. са 53%. Најмању просечну годишњу облачност имају субтропске области (приближно 20°—30° г.ш.) — 34% на северној а 38% на јужној полулопти.

Просечна облачност Земљине површине током године дата је у таб. 33. Она је на копну највећа у децембру, а на морима у јулу и октобру. Највећа облачност на Земљиној површини је у јулу, а најмања у марту и априлу.

Табл. 33. — Годишњи ток облачности на Земљиној површини (по Хану) у %

Простор	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Раз.
Копно	47,4	47,3	46,9	47,7	49,2	49,6	49,4	48,5	47,7	49,0	49,0	**40,8**	48,5	2,5
Море	58,9	57,6	57,5	57,0	57,9	58,4	**59,1**	58,4	58,5	**59,1**	58,3	58,6	58,3	2,1
Земља	54,4	53,6	53,4	53,4	54,5	54,5	**55,3**	54,5	54,3	55,2	54,3	55,1	54,4	1,9

27. КОНДЕНЗАЦИОНА ЈЕЗГРА

За кондензацију водене паре, односно за образовање водених капљица, потребне су, поред велике релативне влажности ваздуха — блиске садржају од скоро 100% —, још и хигроскопне чврсте и течне честице, које лебде у атмосфери. На њима почиње кондензација водене паре и одвија процес образовања водених капљица магле и облака. Оне се називају *кондензациона језгра*.

Ако у атмосфери лебде *гигантска кондензациона језгра* (крупнија од 1 мк), а то су, по правилу, капљице са сољу (од морске воде), онда до кондензације водене паре може доћи и пре него што ваздух постане потпуно засићен воденом паром — тј. достигне износ од 100%. Ово се може догодити и код довољног броја тзв. *крупних кондензационих језгара* (величине од 2.10^{-5} до 10^{-4} см), која се претежно образују сагарањем чврстих и течних горива и при шумским пожарима. То су течне честице образоване кондензацијом гасова у атмосфери: сумпорне киселине (N_2SO_4), сулфата амонијака [$(NH_4)_2SO_4$], азотне киселине (HNO_2) и др. У приморјима је значајна улога гигантских кондензационих језгара, односно језгара од морске соли (хлорида), а са удаљавањем у унутрашњост копна повећава се улога течних језгара од хигроскопних киселина, тј. крупних кондензационих језгара.

Поред поменутих постоје и *нехигроскопска кондензациона језгра;* у таква се убрајају чврсте нерастворљиве честице са тла, чија се површина може овлажити. Образовање водених капљица на таквим језгрима је утолико лакше, уколико су она крупнија. Удео нехигроскопских кондензационих језгара у кондензацији водене паре није велики.

Број кондензационих језгара у ваздуху је променљив. Он се утврђује помоћу специјалних апарата, који се називају *бројачи кондензационих језгара*. Постоји више типова оваквих бројача: фотоелектрични Нолан-Полака, са аутоматским регистровањем језгара Верцаров и други.

Број кондензационих језгара је већи изнад градова и индустријских области него изнад села и поља; тако нпр. у 1 cm^3 ваздуха у великим градовима има просечно 147.000 честица, а у мањим градовима 34.300, у пољима и поред морских обала по 9.500, на планинама високим 2.000 м 950 и на океанима 940 (*38*, 23).

Најповољнији услови за кондензацију водене паре су у ваздуху изнад великих градова, у којем лебди велики број кондензационих језгара. Стога велика насеља примају више падавина него околна поља, где би оне биле привредно корисније.

Пречник најситнијих облачних капљица креће се између 8 и 60 микрона, а најчешће између 10 и 14 микрона. Оне су веће у гушћим облацима. Крупније капи настају спајањем више ситнијих капљица у једну. Тај процес се назива *коагулација*[1]).

Ситне водене капљице у облацима остају у течном стању и на температурама нижим од 0°C. Запажени су такви облаци са температуром до —40°C.

28. МАГЛА

Под маглом се подразумева *замућеност приземног слоја ваздуха,* при којој је даљина видљивости смањена до 1 км, а проузрокована је кондензацијом водене паре и присуством сићушних водених капљица које лебде у ваздуху. Ако је видљивост већа од 1 км, али ипак не таква каква је при потпуном чистом ваздуху, онда се оваква појава назива *сумаглицом.* У њој су водене капљице ређе и ситније него у магли, па је стога и видљивост већа.

Магла је у суштини приземни облак, који се при температурама вишим од 0°C може одржати само при врло великој релативној влажности ваздуха. Ако је температура нижа од 0°C, капљице магле могу бити прехлађене и при температурама од —40°C прелазе у ледене кристалиће. Магла се обележава у метеорологији знаком ≡ [2]).

---

[1]) Од латин. con — са и aggero — повећати.

[2]) Поред горњег постоји још неколико знакова за маглу. *Густа магла* (видљивост испод 200 м) означава се са ≡. *Магла средње густине* (видљивост од 200 до 1.000 м) обележава се са ≡¹. *Сумаглица* (видљивост већа од 1.000 м а мања од 2.000 м) означава се са ≡°. *Приземна магла* (небо се јасно види али је тле покривено маглом) обележава се знаком ≡.

По начину образовања магле се деле у две групе: I. магле ваздушних маса и II. магле на додиру двеју ваздушних маса — фронталне магле.

Неки метеоролози деле магле на четири групе: 1. магле ваздушних маса, 2, фронталне магле, 3. магле настале хлађењем ваздуха и 4. магле настале испаравањем водене паре у хладнији ваздух.

Магле ваздушних маса састоје се од три типа магли: 1. магле образовавне хлађењем, 2. магле образоване испаравањем и 3. магле планинских падина.

1. Магле образоване хлађењем ваздуха обухватају два типа магли — адвективне и радијационе.

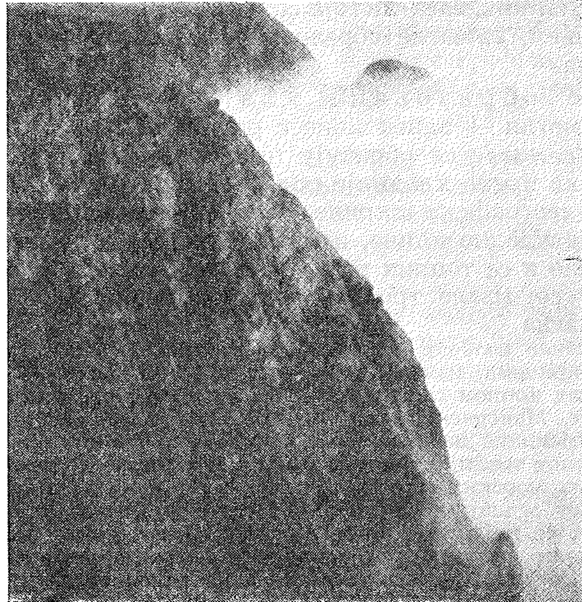
Адвективне магле се образују при хоризонталном премештању топлијег ваздуха преко хладније подлоге, нпр. ваздуха који из нижих долази у више географске ширине, затим, ваздуха који зими долази са топлог мора на хладно копно, а лети обратно — са топлог копна на хладно море, као и са топлих на хладне површине мора. У адвективне магле убрајају се: магла тропског ваздуха, монсунска магла, морска и приморска магла.

Магла тропског ваздуха настаје при струјању топлог тропског ваздуха према вишим ширинама, изнад хладније подлоге; изнад мора се јавља током целе године, а над копном само зими. Магле тропског ваздуха обухватају врло велике површине. *Монсунска магла* се појављује у топлом делу године, када топлији ваздух са копна надире преко хладније површине мора. *Морска магла* настаје при кретању топлијег ваздуха изнад хладније површине мора, на сутоку топлих и хладних морских струја; такав је случај око Њуфаундленда, где се у широком појасу мешају воде топле Голфске и хладне Лабрадорске струје. *Приморска магла* се појављује зими, када топао маритимни ваздух продре на хладно копно; може да продре дубоко у унутрашњост континената и достигне велики развој по вертикали, нарочито ако је још подпомогнута ноћним радијационим хлађењем подлоге.

Радијационе магле настају када се приземни слој ваздуха охлади у додиру са прехлађеном подлогом, која губи топлоту израчивањем (ноћи или зими). Радијационе магле се образују у време тишина, али је ипак неопходан ветрић, који омогућује да се магла развије и у висину; при потпуној тишини место магле појавиће се роса, али, ако се појави јачи ветар, он убрзо разбије маглу. У радијационе магле се убрајају приземне и високе магле.

Приземне магле се образују у слоју приземне инверзије температура ваздуха, као последица ноћног израчивања топлоте из подлоге; оне нестају после изласка Сунца заједно са ишчезавањем инверзије. Приземне магле достижу висину од неколико десетина метара и имају локално обележје. Најчешће се појављују у низинама, у близини мочвара и на шумским пропланцима. *Високе магле* се образују зими, у стабилном антициклону, како над копном тако и изнад мора, као последица дужег израчивања топлоте из подлоге. Због турбулентног преноса водене паре у висине, најпре се образује слојевити облак на висини од неколико стотина метара, испод инверзије температура образоване спуштањем ваздушних маса са већих висина (при чему се он динамички загрева, те је на извесној висини топлији од приземног ваздуха). Због постојања овакве инверзије облак се шири одозго на ниже по земљиној површини и трасформише у радијациону високу маглу. Она може достићи дебљину до 600 м и задржати се недељама изнад великих површина.

2. Магле образоване испаравањем воде са подлоге (или с капљица падавина) најчешће су ујесен и зими у хладном ваздуху изнад топлије површине воде. На копну се образују ноћу изнад река и језера — „пуши се“ површина воде — јер к њој притиче ваздух охлађен на околном тлу. Оваква могла може да се појави и увече, после кише, када тле јако испарава, а ваздух почиње да се хлади.



Сл. 73. — Северни рт, најсевернија тачка Европе, завршава се вертикалним одсеком, који се види само делимично изнад магле образоване испаравањем

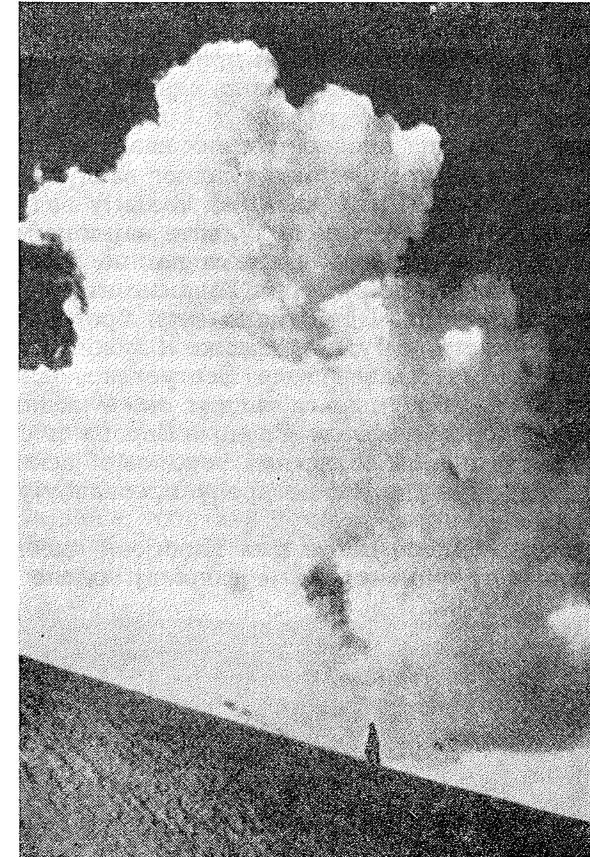
У арктичким морима су врло честе магле образоване испаравањем (сл. 73). Када хладан и релативно суви ваздух са великих ледених поља и санти дође на морску воду, топлију најмање 9° од њега, настаје интензивно испаравање воде; водена пара се одмах кондензује, образујући густ слој магле дебљине до тридесетак метара. Оваква магла је честа зими на Северном, Балтичком и Црном мору и на Каспијском и Аралском језеру.

Магле образоване испаравањем обично не трају дуго, јер се загревају одоздо топлотом коју израчује вода.

3. Магле планинских падина (сл. 74) се образују адијабатским хлађењем ваздуха при његовом издизању уз падине; при том се ваздух хлади за 1°C на сваких 100 м успона, те се на одређеној висини водена пара кондензује, образујући, у суштини, облак који се издиже уз планинске стране.

Фронталне магле се јављају на раздвојној површини двеју различитих ваздушних маса. Њихова појава је условљена, сем адвекције, још и тиме што је ваздух засићен фронталним падавинама, као и његовим адијабатским хлађењем при предфронталном паду притиска. Ове магле се јављају у уским појасевима, а деле се на предфронталне и постфронталне.

Предфронталне магле се образују при интензивном испаравању како са тла тако и са кишних капљица; приземни слој ваздуха је засићен воденом паром и у њему се образује магла, Таква магла. предфронтална, креће се у непрекинутом појасу испред фронта, заједно са



Сл. 74. — Магла планинских падина прелази у облак

падавинама. *Постфронтална магла* се формира од интензивног испаравања са тла и биљног света, после пролаза ваздушног фронта. Ветар подиже фронталне магле и оне се трансформишу у слојевите облаке, стратусе.

Сува магла или чађавина — обележава се знаком ∞ — представља посебну врсту магле. Она постаје од тврдих честица дима, којима се испуни ваздух када се догоде већи шумски пожари. Због тога таква магла садржи чађи. Најтипичнији пример чађавине забележен је улето 1915. године, када је у Сибиру изгорела шума на површини од преко 1,500.000 км². Димна копрена покривала је тајгу скоро цело лето и местимице била толико густа, да је због ње обустављен речни саобра-

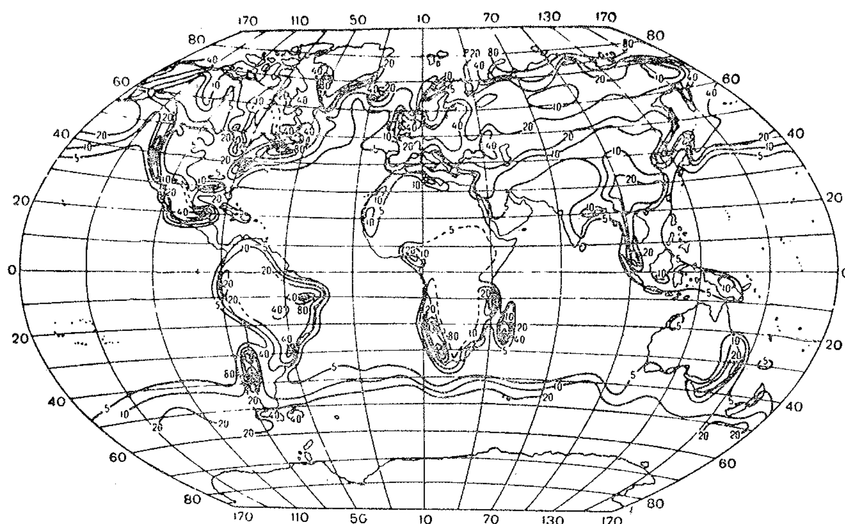
ћај, док су на железницама светлосни сигнали били упаљени и преко дана (*25*, 51).

Градска магла или смог[1]) јавља се у великим градовмиа и индустријским областима. Постаје када се влажни ваздух помеша са честицама дима и отпадним гасовима. Називају их још *прљаво-сиве* или *жућкасте магле.* Ове магле угрожавају здравље становника Лондона, Хамбурга и других великих градова (глава VII, Клима градова, стр. 187).

Географско распрострањење магли приказано је на сл. 75. Пошто магле најчешће настају изнад релативно хладних површина, то је и највећи број дана са маглом у години у Арктику — преко 80. Оне су с једне стране последица продора топлих ваздушних маса на ледену подлогу и, с друге — премештања хладног ваздуха с ледених површина или прехлађених континената над топлију воду.

У умереним ширинама северне полулопте највише магли има подручје Њуфаундлена — преко 80 дана годишње, што је последица кретања ваздуха изнад топлијих вода Голфске струје ка хладнијим водама Лабрадорске струје. Приближно исти број дана са маглама имају и приобалске пустиње Јужне Африке и Јужне Америке, где топли ваздух наилази на хладне воде Бенгуелске односно Хумболтове струје. Упола мањи број дана са маглом, око 40 годишње, има приморски појас Калифорније, потом Средња Европа и средишни део Мадагаскара. И магла у овим областима може се објаснити термичким особеностима подлоге, над којом се крећу преовлађујуће ваздушне масе.

Међу океанима најмање магле има Индијски океан. Мало магле је и у субтропским пустињама, где је садржај водене паре мали, а



Сл. 75. — Средњи годишњи број дана са маглом на Земљиној површини (по С. П. Хромову)

[1]) По енлеским речима smoke — пушити се; дим и fog — магла.

температура ваздуха висока. Али, мало је магле и у Сибиру и Канади; лети је ваздух далеко од засићености влагом, а зими јење толико мало, да су услови за образовање магле прилично ретки.

У великим насељима честе су магле зими, када је повећана њихова интензивност и учестаност. Условно се сматра да је неко место „богато маглом" ако се ове појављују више од 50 дана годишње; ако је овај број мањи од 25 дана годишње, онда је такво место „сиромашно маглом". Највише магле имају поједини планински врхови — преко 200 дана годишње (Бен Невис у Шкотској 335 дана годишње). Београд има у просеку годишње 32 дана са маглом.

29. ОБЛАЦИ И ЊИХОВИ ГЛАВНИ ТИПОВИ

Облаци и њихови типови. — Облаци су слични магли. Разлика је само у томе што је водена пара облака кондензована у слободној атмосфери, а магле у њеном приземном слоју. Поред ове, битне одлике, постоји и разлика у величини капљица; по Б е р ж е р о н у оне могу достићи пречник и до 5 мм. Према томе, *облак је део слободне атмосфере испуњене воденим капима и кристалићима леда; он је веома променљивих облика и непрекидно се креће.*

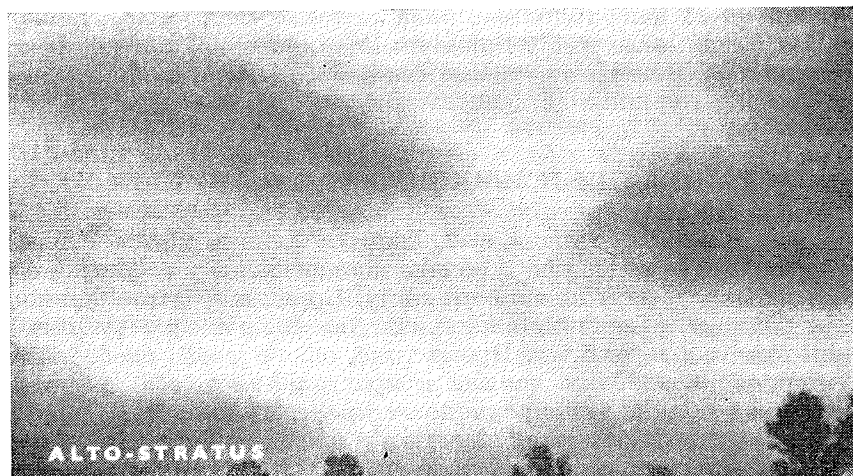
Због великог климатског значаја — носиоци падавина — облаци су постали предмет посебних проучавања како метеоролога тако и климатолога. Највише успеха у томе постигао је почетком XIX века енглески метеоролог (и хемичар) L. H a u e r d. Он је први издвојио главне типове облака и дао им латинске називе.

Сл. 76. — Вертикално рајзвијени кумулус изнад Швајцарске висоварни

Према облику или изгледу облаци се сврставају у три основне групе; то су:

1. гомиласти (латински *cumulus* — гомила, хрпа — сл. 76);

2. слојевити (латински *stratus* — слој, пласа — сл. 77) и



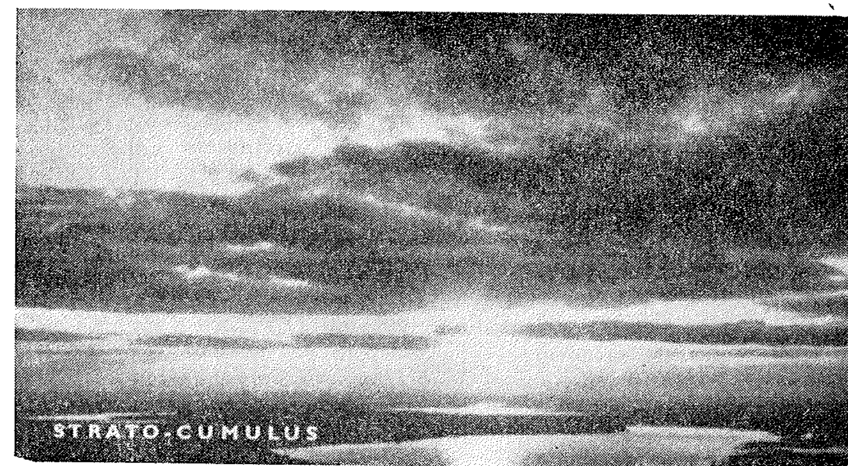
Сл. 77. — Кроз алтостратус се провиди пун Месец или Сунце — на слици положај Сунца одговара најсветлијој сенци

Сл. 78. — Типични цируси изнад инландајса на Гренланду

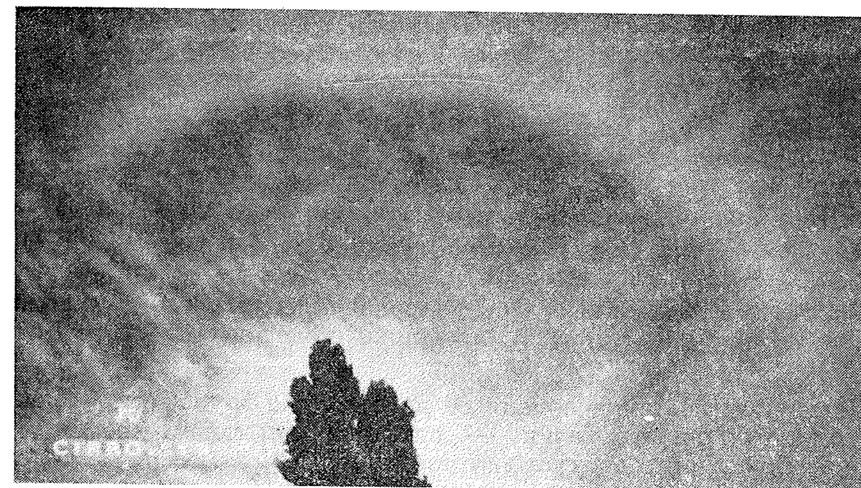
3. перјасто-праменасти (латински *cirrus* — прамен — сл. 78). Сем њих постоји још три прелазна облика:

1. слојевито-гомиласти (*stratocumulus* — сл. 79);

2. перјасто-слојевити (*cirrostratus* — сл. 80) и



Сл. 79. — Развијени стратокумулус изнад јужне Финске



Сл. 80. — Циростратус са халоом

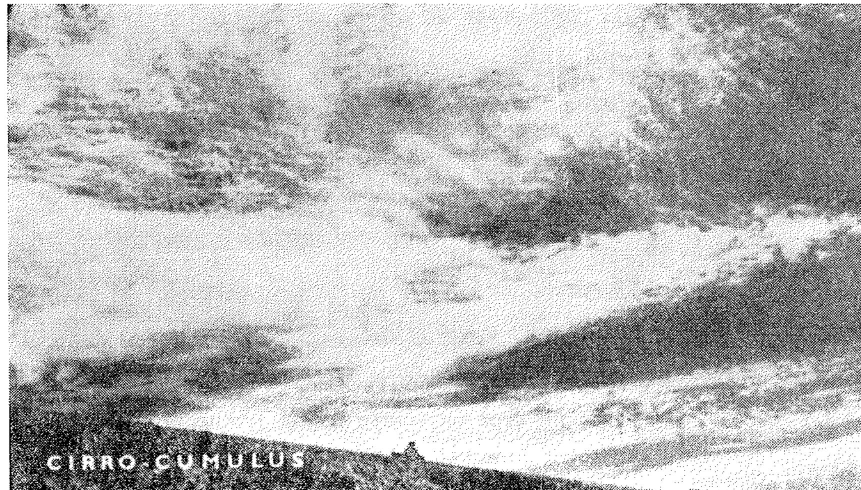
3. перјасто-гомиласти (*cirrocumulus* — сл. 81).

По висини на којој се крећу облаци се такође деле у три групе:

1. високи облаци — на висини од преко 6.000 м — који се састоје од ледених кристала;

2. средњи облаци — на висини између 2.500 и 6.000 м; састоје се из водених капљица или ледених зрнаца, а понекад и једних и других;

3. ниски облаци — са доњом границом, базом, испод 2.500 м; састоје се претежно од водених капљица.



Сл. 81. — Цирокумулус — лепо развијени перјасто-гомиласти облак

Треба истаћи да има и таквих облака чија је база на висини ниских, а врхови су на висини високих облака. Такви су кишно-слојевити и гомиласто-кишни или олујни облаци (сл. 82, 86). У свом доњем делу они се састоје од кишних капи, у средини од ледених зрнаца, у вишим од снега, док су им врхови од ледених кристала.

Одступајући донекле од Међународне класификације облака М. Милосављевић (*49*, 136) предлаже подеснију поделу облака (таб. 34).

По начину постанка облаци се деле на две групе; прву сачињавају стабилни облаци — створени при лепом времену, без узлазних ваздушних струјања (у тзв. стабилној атмосфери), а другу групу нестабилни облаци — образовани јаким узлазним струјањем често врло влажног ваздуха (у тзв. нестабилној атмосфери).

У групи стабилних облака спадају слојевити и таласасти облаци — стратуси, стратокумулуси, алтокумулуси и цирокумулуси. Они се образују хлађењем ваздуха (радијацијом) и при додиру ваздушних маса различитих температура. Присуство ових облака указује да у атмосфери нема узлазних ваздушних струјања.

У групу нестабилних облака спадају гомиласти облаци — кумулуси и кумулонимбуси. Они се образују при узлазном кретању влажног ваздуха. Нарочито су снажна узлазна вртложна струјања у олујним облацима (до 20 м/сек), који се познају по свом типичном изгледу; на врху, изнад кумулонимбуса, лежи бели облачни слој у виду наковња (сл. 82).

Таб. 34. Класификација облака по предлогу М. Милосављевића (49, 136)

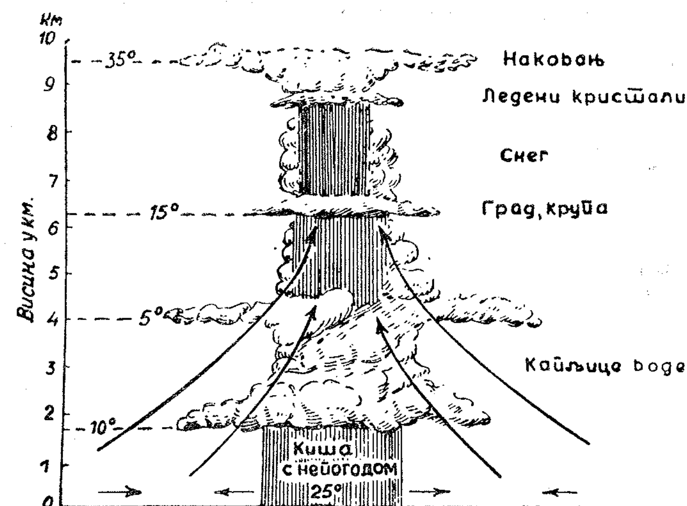
	Изглед облака	Интернационални назив	Интернацион. скраћеница	Висина у м
Високи	Перјасто-праменасти Перјасто-слојевити Перјасто-гомиласти	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus	Ci Cs Cc	8000 — 9000 8000 — 9000 6000 — 7000
Средњи	Високо-слојевити Високо-гомиласти	Altostratus Altocumulus	As Ac	3000 — 5000 3000 — 4000
Ниски	Слојевито гомиласти Гомиласти Слојевити	Stratocumulus Cumulus Stratus	Sc Cu baza vrh St	1500 — 2000 1000 — 2000 4000 — 5000 100 — 800
Кишни	Кишно-слојевити Гомиласто-кишни (олујни)	Nimbostratus Cumulonimbus	Ns baza vrh Cb baza vrh	100 3000 500 9000

При стабилној атмосфери на већој висини а при загрејаној површини узлазна кретања ваздуха нису јака, због чега се стварају само мањи бели гомиласти облаци, тзв. кумулуси лепога времена (сл. 83). Међутим, ове облаке треба разликовати од алтокумулуса, који по изгледу подсећају на парчиће вате разбацане по небу. Ти облаци се стварају у нестабилној атмосфери и предзнак су лошег времена. Најзад, нестабилни облаци могу се образовати и при продору хладног ваздуха у крајеве са топлим ваздухом, као и при кретању топлог изнад хладног ваздуха (сл. 91 и 92).

30. КРАТАК ОПИС ГЛАВНИХ ТИПОВА ОБЛАКА

I Високи облаци

1. *Cirus (Ci)* има нежну влакнасту структуру и белу боју са свиластим сјајем, без сенке на земљи. Цируси су разлитичитих облика: усамљени праменови, перјаста влакна, свиласта влакна са прамичцима и др.

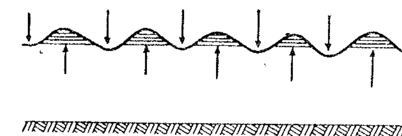


Сл. 82. — Шематски приказ структуре гомиласто-кишног (олујног) облака или кумулонимбуса

Сл. 83. — Гомиласти облаци лепог времена (Cu humilis) изнад источног дела Каштеланског залива и превоја код Клиса

2. *Cirostratus (Cs)* се састоји од танког беличастог вела ледених кристалића, кроз које се преламају светлосни зраци Сунца и Месеца стварајући на небу светао круг око њих — х а л о.

3. *Cirocumulus (Cc)* се састоји из посебних неосенчаних грудвица, које подсећају на стадо оваца (те народ такве облаке и назива „овчице"). Овај тип облака указује на постојање ваздушних таласа у тим висинама (сл. 84).



Сл. 84. — Шема образовања таловитих облака испод слоја инверзије (по С. П. Хромову)

II Средњи облаци

4. *Altostratus (As)* је влакнасти или избраздан вео сиве или плавичасте боје, кроз који се Месец и Сунце једва назиру.

5. *Altocumulus (Ac)* се састоји из малих седефастих грудвица нанизаних у редове, које су често осенчене (сл. 85). Они указују на таласасто струјање ваздуха у тим висинама.

III Ниски облаци

6. *Stratocumulus (Sc)* има облик огромних грудава сиве боје, али због велике распрострањености оставља утисак слоја знатне дебљине.

Cumulus (Cu) има на горњој површини облик кубета, које се састоји зи многих грудава, док му је база скоро хоризонтална. Ако је

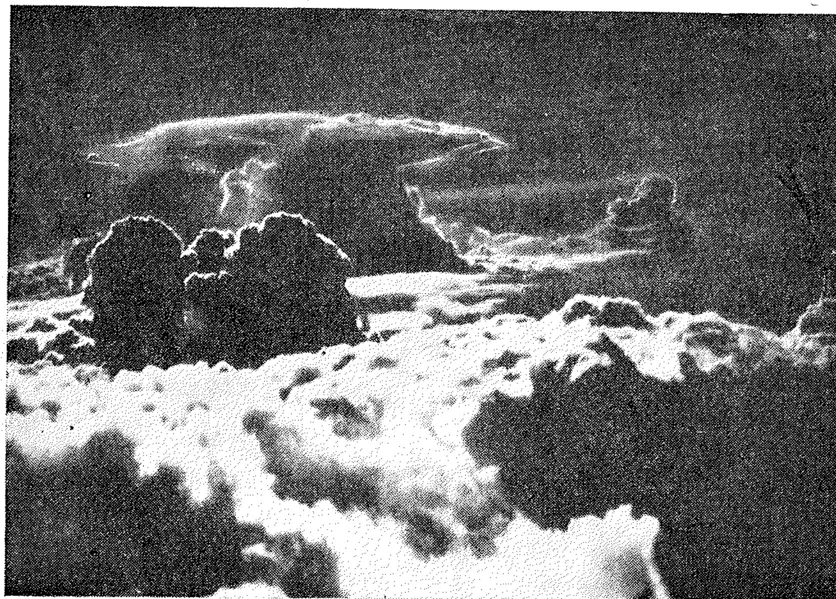
Сл. 85. — Високи гомиласти облаци или алтокумулуси изнад Београда 13. 02. 1966. у 16 часова

осветљен са стране има белу боју, јаче сенке и сиву базу, али, када заклања Сунце, постаје таман док су му ивице светле. Постаје најчешће изјутра и повећава се преко дана, а увече нестаје. Ретко даје слабе падавине.

8. *Stratus (St)* је уједначени облачни слој, сличан магли, који лебди на одређеној висини и најчешће покрива цело небо. Излучује измаглицу или сипећу кишицу. Образује се због радијације и у додирном слоју топлих и хладних ваздушних маса.

IV Облаци вертикалног развитка

9. *Nimbostratus (Ns)* је тамно-сиви слојевити кишни облак, чија дебљина у неким случајевима достиже до 5000 м. Излучује трајнију кишу или снег. У неким случајевивма падавине не достижу до земље, јер испаре у топлом и сувом ваздуху, али се ипак запажају испод облака у виду тзв. падавинских пруга или вирга.



Сл. 86. — Горња површина развијеног кумулонимбуса (Cb) снимљена из авиона — виде се облаци слични огромним кулама и један у облику наковња

10. *Cumulonimbus (Cb)* се састоји из великих облачних маса, јако развијених у вертикалном правцу, које по изгледу подсећају на дивовске куле; њихов горњи део прелази у влакнасту структуру и понекад има облик наковња (сл. 86), а састоји се из ледених кристала. Образује се лети, при лабилном стању атмосфере, а често су праћени непогодом, јер, сем јаке кише, излучују и град.

VII. ПАДАВИНЕ

31. ОБЛИЦИ ПАДАВИНА

Падавине сачињавају сви облици кондензоване водене паре у течном или чврстом стању који доспевају на земљу из ваздуха. Киша, снег, крупа, суградица, град и љутина су облици падавина који доспевају на тле из висине, те се зато називају заједничким именом *високе падавине*. Али, у падавине се убрајају и они облици који настају кондензацијом водене паре на самој земљиној површини или по предметима који леже на њој. То су: роса, слана, иње и поледица. Ову групу облика падавина, која се образује на самој земљиној површини, називају заједничким именом *ниске падавине*.

Сви облици падавина називају се стручно *хидрометеори*[1]).

Најважнији су облици високих падавина, нарочито киша и снег.

Киша (●) се излучује из облака дебљих од 700 м. Она се састоји од *водених капљица са пречником* већим од 0,5 мм, које падају кроз непокретан приземни ваздух брзином од 3 м/сек. Ако су капи ситније, многобројније и спорије падају на тле, онда се такав вид падавина назива измаглица (⁹) или сипећа киша.

Најкрупније кишне капи имају пречник до 7 мм. Веће се распрскавају у паду. Често се дешава, нарочито у кумулусима велике моћности да водене капи због јаких узлазних струјања ваздуха не могу да падну на земљу. Ако је при томе ваздух и сув, оне испаре пре него што стигну до тла. У таквим случајевима виде се испод облака висеће завесе или „падавинске пруге“ односно *вирге*[2]). Тек када се ваздух потпуно засити воденом паром, капи доспевају на земљу, те настаје киша.

Пљусковите кише (▽̊) излучују се лети из кумулонимбуса при олујном времену. Тада за кратко време падне велика количина кише — „провала облака“[3]). Од бујица, које се у таквим приликама образују на оголићеном брдовитвом земљишту, настају велике и разноврсне штете.

Снег (✳) постаје сублимацијом водене паре, тј. њеним директним прелазом у чврсто стање. То је могуће само под условом: 1) да је температура нижа од 0° C; 2) да је ваздух засићен воденом паром и 3) да је процес сублимације постепен. У таквим приликама формирају се правилни кристални облици (сл. 87) из којих се састоји снег.

Снег се излучује у виду снежних пахуљица. Оне постају спајањем ледених кристала. Просечан им је пречник 2,5 мм, ма да су забележени случајеви када су пахуљице имале пречник до 12 см. Њихова величина зависи од температуре — оне су мање на нижим температурама.

---

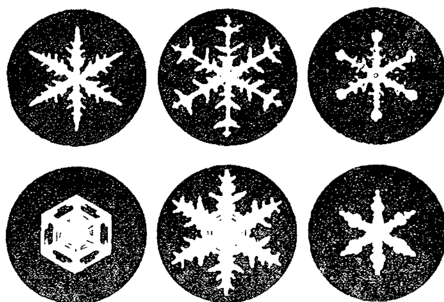
[1]) Од грчког hydor — вода и meteoros — у ваздуху.

[2]) Латински virga — прут.

[3]) У правом смислу провалом облака назива се само таква киша при којој је укупна количина падавина веома велика: у средњој Европи најмање 56 мм на час, а 69 мм за 2 часа (по Хелеману).

И. 25.161

Снег пада при температурама ваздуха између —40 и +10° С. У умереним ширинама јавља се најчешће при температурама од —2 до +2° С. При веома ниским температурама и стабилном времену снег се излучује у виду ледених иглица и плочица. Тада се назива љ у т и н а (⟷). При вишим температурама ваздуха она се помеша са кишом и назива се с у с н е ж и ц а (⁎)



Сл. 87. — Облици снежних пахуљица и ледених кристала од којих се оне састоје

Густина снега је 10 до 12,5 пута мања од густине воде. Свеж снег је растреситији, има више ваздуха и мању густину; слој од 1 см таквог снега даје слој воде од 0,08 см. Старији снег се слеже, те је гушћи, има мање ваздуха и његов слој од 1 см висине даје слој воде од 0,1 см.

Од осталих облика падавина посебно треба истаћи г р а д (▲) — ледена зрна са пречником од 5—50 мм (па и више), која падају из олујних кумулонимбуса и увек при температурама ваздуха изнад 0° С. Сама зрна града постају на овај начин: на врху кумулонимбуса, у оном његовом делу који личи на наковањ (сл. 86), водена пара се претвара у ледене кристале, који се ниже, при додиру са прехлађеним воденим капљицама, повећавају и прелазе у нов облик — к р у п у — трошна, округла ледена зрна. Око њих се хвата вода у танким слојевимва и замрзава. Тај процес траје дуже због веома јаког турбулентног кретања ваздуха у кумулонимбусу, па се ледена зрна толико повећају, да савладају узлазно кретање ваздуха и падају на тле под именом град.

Град причињава велике штете пољопривреди, нарочито када су му зрна велика. При јаком невремену она достижу величину голубијег па чак и кокошијег јајета. Ређе се јављају крпнија зрна. Највеће зрно града са пречником од 21,5 см и тежином од 4,5 кг пало је у Кини 1902. године.

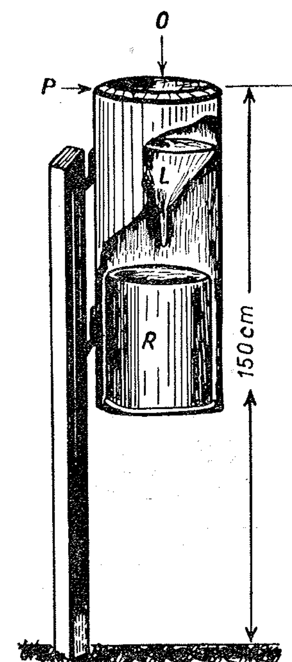
Град траје најчешће до 10 минута (ретко до 30 минута) и увек на дугачкој а уско ограниченој површини, па се због тога у народу често каже „прошао град" (кроз сеоски хатар). У средњој Европи он се јавља најчешће у топлим месецима (од маја до августа у 82% случајева), а у току дана у најтоплијим часовима (од 12 до 20 часова у 78% случајева).

Р о с а (⌂) је најважнији облик ниских падавина, нарочито у сувим крајевима — у пустињама и степама. Она је јача лети него зими. Важна је за биљни свет, јер му даје један део воде потребне за живот. Та количина воде у неким крајевима већа је од свих осталих облика падавина.

32. МЕРЕЊЕ ПАДАВИНА

Мерење падавина обавља се помоћу кишомера, плувиографа и тотализатора.

Кишомер (сл. 88.) се састоји од плеханог цилиндричног суда, који је на горњем крају отворен, да би у њега падавине слободно доспевале; пречник отвора је 160 мм. Око отвора (О) је месингани прстен (Р) са врло оштром ивицом, која тако пресеца капи, да се у унутрашњост суда сливају само оне капљице које падну на површину од 200 см² — толико износи површина отвора суда. У његовој унутрашњости је левак L), кроз који се падавине сливају у кантицу (R) на дну цилиндра.



Сл. 88. — Кишомер (објашњења у тексту)

Кишомер се поставља на дрвени стуб, тако да му отвор буде 1,25—1,50 м изнад земље. У том случају у отвор не могу доспети прскањем делови капљица које падају на саму земљу, те кишомер даје тачне вредности.

Мерење падавина врши се у 7 часова а на синоптичким станицама и у 19 часова по локалном времену. Садржина воде у кантици изручује се у стаклену м е н з у р у (чашу) на чијој је страни уцртана скала од 0 до 10. Те бројке представљају величину падавина у милиметрима, која се излучи на хоризонталну површину[1]).

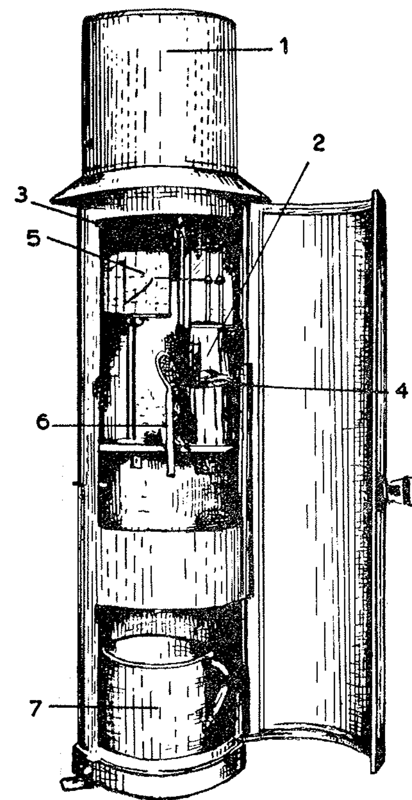
Када у кишомер напада снег, онда се он скида са стуба и уноси у топлу просторију у којој се снег отопи. Тако настала *снежница* (вода отопљеног снега) мери се у мензури као и кишница.

Плувиограф (сл. 89.) аутоматски бележи количину за сво време док траје киша. Овај апарат има отвор (1) исте величине као и кишомер. Падавине доспевају у узвани цилиндрични суд (2) кроз металну цев (3); у суду је пловак (4), који је преко вертикалне осовине у вези са казаљком (5). На врху казаљке је перо испуњено хемијским мастилом. Оно належе на милиметарску хартију. Ова је обмотана око ваљка са часовним механизмом, који га окрене око вертикалне осе једном у 24 часа. Механизам се навија сваког понедељника у 7 часова.

Ако нема падавина перо повлачи хоризонталну линију по нултој подели милиметарске хартије. Али, чим киша почне, вода се из отвора слива кроз цев у суд са пловком. Овај заплива по води и уколико је веће притицање воде он се све више издиже у суду. Пловак подиже и осовиницу за коју је утврђена казаљка са пером, а оно убележава висину падавина.

Када је киша јака и пловак доспе до врха суда, у којем се тада налази 200 см³ воде, настаје нагло пражњење суда кроз коленасту цев (6); вода се излива у резервоар (7). Истовремено се спусти и пловак, а са њим и осовиница

[1]) Дешава се да се мензура разбије те се висина падавина не може директно добити. У таквим случајевима треба утврдити запремину воде у см³ или њену тежину у грамима, па тај број поделити са 20. Резултат ће показивати висину падавина у милиметрима.



Сл. 89. Плувиограф (објашњења у тексту)

са пером, које на милиметарској хартији убележи тада само вертикалну линију. Ова се завршава на нултој подели милиметарске хартије. После тога плувиограф опет региструје падавине.

Хартија на ваљку — плувиографска трака — мења се у 7 часова по локалном времену и само ако је у току претходних 24 часа било падавина. Ако је било више пражњења суда, што показују вертикално убележене линије на траци и количина воде у резевоару, онда се та пражњења сабирају, рачунајући за свако по 10 мм падавина.

Тотализатор служи за мерење падавина у тешко приступачним крајевима (нпр. на високим планинским врховима). Тотализатор има отвор као и кишомер, али му суд прима до 200 литара воде. Снег који падне у отвор тотализатора отапа се помоћу калцијум хлорида, који истовремено спречава и замрзавање воде. У резервоар се сипа и литар петролеума или вазелинског уља, који су лакши од воде, пливају изнад ње и спречавају њено испаравање.

Месечне и годишње висине падавина. — За многе гране привреде неопходно је познавање количине пападивинских вода. То је нарочито потребно пољопривреди и водопривреди. Да би се имали такви подаци постављају се у многих местима кишомери, односно оснивају се *кишомерне станице;* оне се називају по насељима у којима се налазе — нпр. кишомерна станица Лазаревац (тј. станица која је у Лазаревцу). Истој намени служе тотализатори и плувиографи, којима располажу само метеоролошке станице I реда.

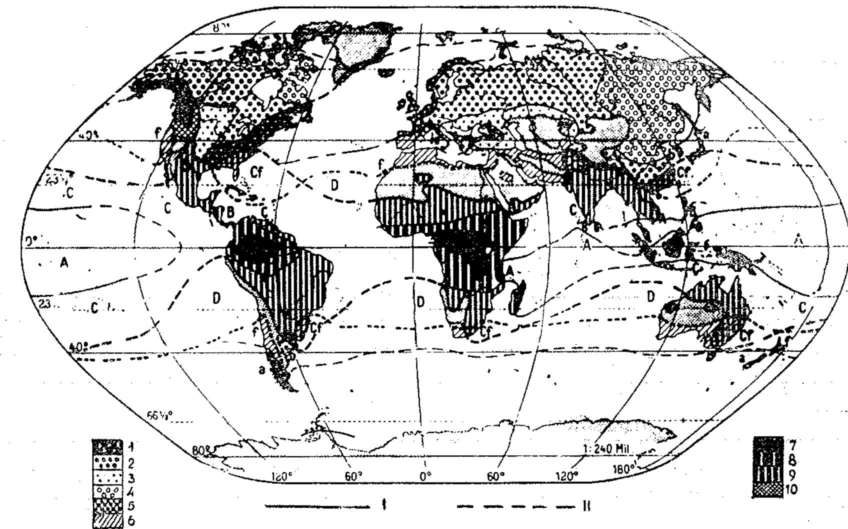
Све метеоролошке и кишомерне станице у којима се мере падавине чине *мрежу кишомерних станица.* Количина падавина која се излучује на одређену територију (државну, републичку, неки слив итд.) биће утолико тачније одређена, уколико је већи број кишомерних станица, односно уколико је већа густина њихове мреже. На садашњој територији Југославије број кишомерних станица стално се повећава: 1880. године било их је свега 25 (по П. Вујевићу), а сада их има преко 1300. У погледу њихове густине најбоље је стање у западној Словенији и најслабије у источној Босни.

Мерењем падавина утврђује се њихова дневна, месечна и годишња висина.

Дневна висина падавина представља ону количину падавина која се излучи у току 24 часа — од 7 часова по локалном времену првог дана до 7 часова другог, следећег дана. Изражава се у милиметрима. Такав начин изражавања количине падавина је веома практичан, јер број мм падавина показује истовремено и количину падавинске воде у литрима на површини од 1 м^2.

Падавине се не излучују сваког дана. Њихова месечна висина добија се сабирањем дневних висина падавина, док се годишња висина падавина добија сабирањем њихових месечних висина.

За климатолошка проучавања потребно је знати и просечне вредности падавина у одређеном периоду. Тако се средња месечна висина падавина добија када се саберу све месечне падавине једног истог месеца и збир подели са бројем година проматраног периода.[1] Средња годишња висина падавина добија се збиром средњемесечних висина падавина. Посебан значај има плувиометријски режим, који представља расподелу годишње или средњегодишње висине падавина по месецима и годишњим добима; већа количина падавина у вегетационом периоду, нарочито у његовој првој половини, омогућује биљкама повољније услове за развитак (сл. 90).



Сл. 90. — Плувиометријски режими на Земљи: I Ектропијске циклонске кише — a. преко целе године са јесењим и зимским максимумом, b. преко целе године са летњим максимумом, c. периодичне — у пролеће, d. периодичне — лети, e. периодичне — јесен, и f. периодичне — зими; II Тропске зениталне кише — A. преко целе године са малим колебањима, B. два кишна доба после највише висине Сунца, C. једно кишно доба после максималне висине Сунца и D. области сиромашне падавинама (<200 мм год.); J. екватор. границе ектропијских циклонских киша, II. поларна граница зениталних киша (по J. Блитгену)

[1]) Када на некој станици недостају подаци о падавинама за поједине месеце па и године, они се могу прорачунати *методом редукције падавина* на исти период година. У ту сврху користи се најближа станица која има непрекидни период мерења падавина (види: М. Милосављевић — Климатологија, изд. „Научна књига", стр. 86—89, Београд 1951.).

Поред горњих, треба знати још неке величине помоћу којих се изражавају поједине специфичности падавина: број дана са високим падавинама, вероватноћа падавина и интензитет падавина.

Број дана са високим падавинама. — У дане са падавинама убрајају се само они у којима је излучена количина била већа од 0,1 мм. При томе се издвајају дани са падавинама ≧ 0,1 мм, ≧ 0,5 мм, ≧ 1,0 мм, ≧ 2,0 мм, ≧ 5,0 мм, ≧ 10,0 мм, ≧ 20,0 мм итд. Та подела висине дневних падавина значајна је за пољопривреду, јер, није свеједно да ли се киша излучивала сваки трећи или четврти дан у мањим количинама у току вегетационог периода или су у неколико наврата пале врло јаке кише[1]).

Вероватноћа падавина (c) добија се деобом средњег броја падавинских дана (x) неког месеца са укупним бројем дана (n) тог истог месеца, тј.

$$c = x : n$$

Нпр. средњи број падавинских дана у Загребу износи у октобру (за период 1862—1941) 12,7; вероватноћа падавина према горњој формули је c = 12,7 : 31 = 0,41. Добивени резултат показује да се у Загребу у току октобра на сваких 10 дана могу очекивати 4 дана са падавинама.

Вероватноћа падавина има практичан значај при исцрпнијем проучавању режима падавина за потребе пољопривреде.

Интензитет падавина (i) за један падавински дан добија се деобом средње висине падавина (h) неког месеца са средњим бројем његових падавинских дана (x), тј.

$$i = h : x$$

Нпр. средња висина падавина у Загребу износи у октобру (за период 1862—1941) 105 мм, а средњи број падавинских дана је 12,7. Према томе биће i = 105 : 12,7 = 8,3. Добивени резултат представља просечну висину падавина на један падавински дан изражен у милиметрима.

Велику примену у пољопривреди и хидротехници има и *интензитет падавина на један кишни* час ($i_č$). Он се добија поделом висине падавина (h) са бројем целих часова (č) у току којих је падала киша, тј.

$$i_č = h : č$$

Погрешно је рачунање интензитета по овој формули ако је она трајала само неколико минута.

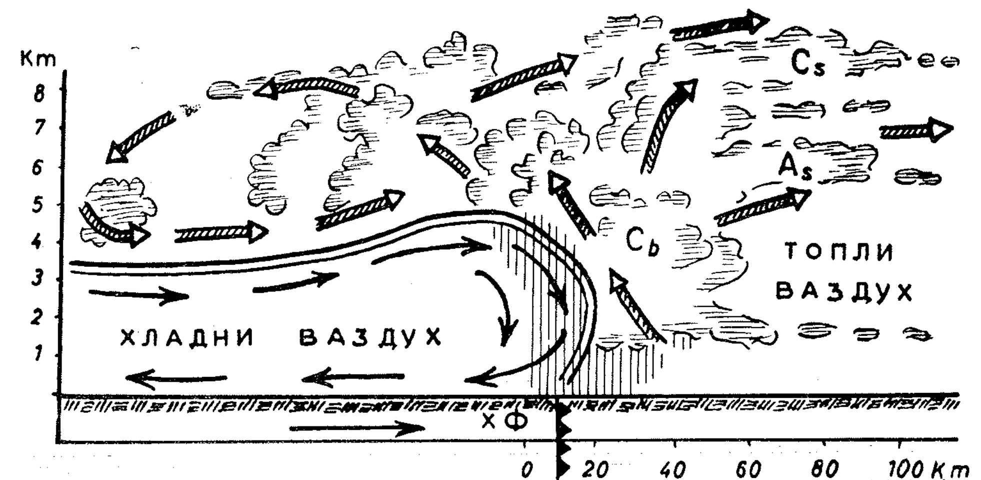
33. ГЕНЕТСКА КЛАСИФИКАЦИЈА ВИСОКИХ ПАДАВИНА

Генетска класификација високих падавина. — По начину постанка високе падавине се сврставају у три групе: фронталне, конвективне и орографске.

[1]) *Слабе кише* су до 1 мм падавина на дан, *умерене кише* од 1,1 до 5,0 мм, *јаке кише* од 5,1 до 10,0 мм и *врло јаке кише* преко 10,0 мм на дан (по Хопеу).

а) Фронталне падавине се излучују у **прелазној граничној зони,** између две различите **ваздушне масе,** која се назива *ваздушни фронт* (IV, 3).

Када хладан ваздух продре у загрејану област, он се онда, пошто је гушћи и тежи, креће изнад земљине површине, док се топлији, ређи и лакши ваздух нагло издиже. Тада се стварају идеални услови за кондензацију водене паре у ваздуху, јер се он издизањем хлади, па се образују кишни облаци — нимбостратуси и кумулонимбуси. Из тих облака се излучују падавине у прелазној граничној зони ваздушних маса, које се, због постанка на атмосферском фронту, називају фронталне падавине.



Сл. 91. — Шематски вертикални пресек кроз хладни фронт који се врло брзо креће

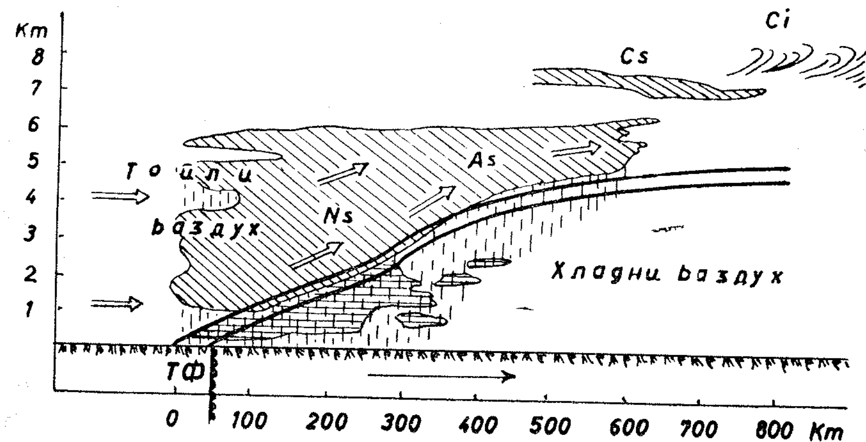
Фронталне падавине се излучују у зони ваздушног фронта, често на дужини од више стотина километара. Оне захватају велике површине, али брзо пролазе.

На сл. 91 и 92 приказано је образовање фронталних падавина хладног ваздуха који се креће брзином од 40—50 км/час а понекад и до 100 км/час. Он има облик „главе“ због трења о земљину површину. Изнад „главе“ се образују кишни и олујни облаци, из којих се обилно излучују падавине. Ширина појаса у којем се излучују падавине хладног фронта није велика — износи обично 20 до 30 км.

Топли ваздух налеће на хладни мањом брзином — 30 до 40 км/час и издиже се изнад њега по благо нагнутој равни (сл. 92). Због тога је ширина појаса у којем се излучују падавине топлог фронта врло широка — 300—400 км. Карактеристичне су за умерене географске ширине. У топлијем делу године праћене су непогодама.

б) Конвективне падавине се јављају у областима са јако загрејаним копном и морем, као што је нпр. полутарски појас. Топли приземни ваздух издиже се брзо у висину и хлади, а велика количина

водене паре, коју он садржи, кондензује се, образујући при томе огромне кумулусе. Њихово образовање је најинтензивније у поподневним часовима, када је тле најзагрејаније. Из њих лије киша „као из кабла“, праћена севањем муња и грмљавином. У екваторијалном појасу ове падавине се јављају скоро сваког дана између 14 и 16 часова, после чега се небо брзо разведри.



Сл. 92. Шематски вертикални пресек кроз топли фронт

в) Орографске падавине настају при издизању влажних ваздушних маса уз планинске стране или при њиховом прелазу преко неког брдовитог острва. Тада се принудном конвекцијом образују моћни кумулуси из којих се излучује велика количина падавина. Типичне орографске кише излучују се на Хавајским острвима, а код нас на планинама изнад Боке Которске.

Карте изохијета. — На први поглед изгледа да је тешко стећи тачну представу о расподели падавина на Земљиној површини, јер је њихова висина различита, а поред тога, оне су у току вишегодишњег периода подложне и знатним колебањима. Међутим, ако се у разматрање узму просеци падавина за период од најмање 35 година, уочавају се извесне правилности у њиховој расподели. Сасвим јасну представу о њиховој расподели пружају *карте изохијета*[1]) на којима су сва места са једнаким средњим висинама падавина спојена линијама које се називају изохијете[1]).

Најчешће се употребљавају карте изохијета са средњегодишњим висинама падавина, а затим са средњемесечним и сезонским висинама падавина. Наша хидрометеоролошка служба израдила је и објавила (1953. године) вишебојне карте изохијета Југославије за просеке годишњих доба, месеца и године у периоду од 1925. до 1940. године.

[1]) грчког isos — једнак и hyetos — киша.

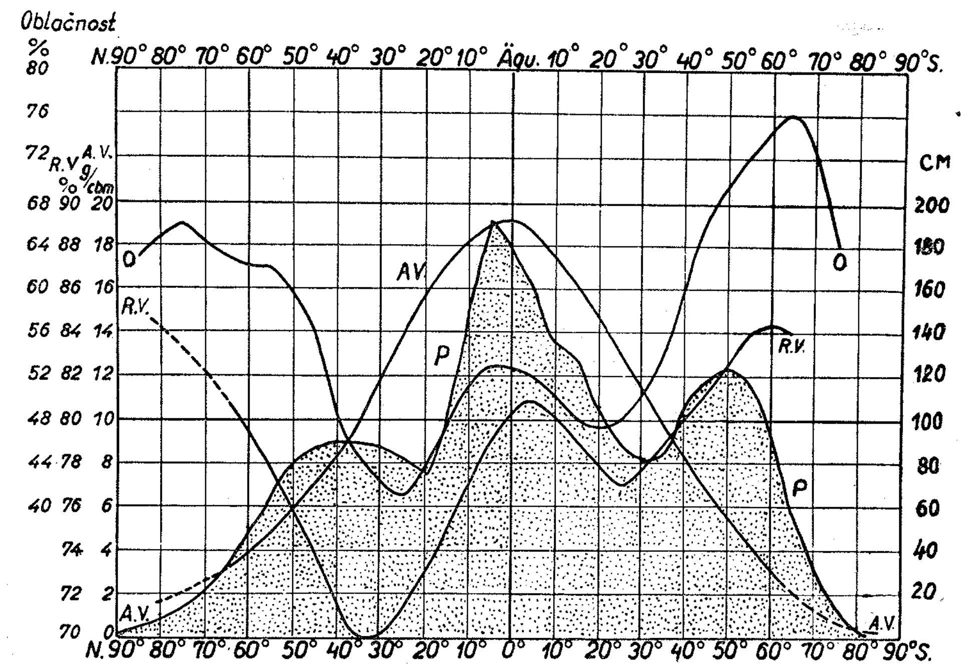
У току 1963—1966. године у Хидрометеоролошкој служби израђене су нове изохијентне карте Југославије којима је обухваћен период од 1931. до 1960. године. За исти период су урађене и изотермне карте наше земље, облачност, ветрови итд. Све те карте биће објављене у Климатолошком атласу Југославије, који ће представљати значајан прилог познавању климе наше земље, а корисно ће послужити у решавању различитих пољопривредних, водопривредних, саобраћајних и других проблема.

34. ГЕОГРАФСКА РАСПОДЕЛА ПАДАВИНА НА ЗЕМЉИ

Висина падавина зависи пре свега од температуре ваздуха и расподеле ваздушног притиска на Земљиној површини, а потом од рељефа и деловања топлих и хладних океанских струја.

Извесна правилност у расподели падавина на Земљиној површини може се уочити анализом графикона (сл. 93) на којем је представљена расподела годишње висине падавина (P) по ширинским појасима од по 10° г. ш., кривуље годишњих вредности облачности (O), релативне (R.V.) и апсолутне влажности ваздуха (A.V.) на сваких 10° г. ш., као и анализом карте годишњих изохијета (сл. 94). Тако се дошло до ових закључака:

1. Највише падавина прима најтоплија област на Земљи — екваторијална, а најмање најхладније области — поларне.



Сл. 93. — Графикон расподеле просечне облачности (O) у %, релативне влажности (R.V.) у %, обсолутне влажности (AV) у гр/см³ и падавина (IP) у см — на обе полулопте

2. У тропском појасу, који лежи између 20° с. ш. и 10° ј. ш. средња годишња температура ваздуха достиже вредност од 26,2°C, док је ваздушни притисак низак — до 1011 мб. У њој преовлађује узлазно кретање ваздуха, те постоје најповољнији услови за испаравање воде и кондензацију водене паре. Због тога висина падавина, које су претежно конвективне, износи у тропском појасу свуда преко 750 мм. Нарочито много падавина има екваторијални појас (који лежи између 14° с. ш. и 14° ј. ш.). У сливу горњег тока Амазона и на острвима Малајског архипелага годишња висина падавина је већа од 2000 мм.

3. Максималне висине падавина на Земљи имају она места у тропском појасу, која леже на падинама планина и према којима дувају влажни ветрови. Такво је место *Черапунџи* у Асаму, на јужним падинама планине Каси (25° с. ш.) са 12.665 мм падавина годишње[1]), затим *Вајалеала* (на острву Кауаи у Хавајском архипелагу, 22° с. ш.) — 12.090 мм, *Дебунџа* на западној падини планине Камеруна у Африци (4° с. ш.) — 10.470 мм годишње итд.

4. Северно и јужно од влажног тропског појаса леже два појаса са малом висином падавина. То су области пустиња на Земљи. Обично се узима да су поменути појаси ограничени на обе полулопте са 20° и 40° г. ш. Њихову тачнију границу дао је В. Кепен:

	западне обале	унутрашњост континента
Стари свет	18—30° с. ш.	16—53° с. ш.
Северна Америка	25—33° с. ш.	30—44° с. ш.
Јужна Америка	5—32° ј. ш.	17—50° ј. ш.
Јужна Африка	17—32° ј. ш.	18—34° ј. ш.
Аустралија	20—27° ј. ш.	20—32° ј. ш.

По начину постанка пустиње се деле у две групе. У првој групи су пустиње у којима је висок ваздушни притисак и преко којих дувају суви пасатски ветрови; оне леже ближе тропском појасу, као нпр. Сахара и Калахари у Африци, а Нефуд и Дахна у Арабији, Атакама у Јужној Америци и Јужна Калифорнија у Северној Америци. У другој групи су пустиње које углавном леже даље од тропског и пасатског појаса, у унутрашњости континената, иза високих планина које задржавају влагу на својим падинама; у такве пустиње спадају. Кизил-Кум, Кара-Кум, Такла-Макан, Гоби (или Шамо), Велики басен у Северној Америци, Патагонија и унутрашњост Аустралије (Велика Викторијина пустиња, Џибсонова пустиња, Велика пешчана пустиња).

Висина падавина у овим сушним појасевима је незнатна: у Атаками само 8 мм годишње а у Нефуду до 15 мм годишње.

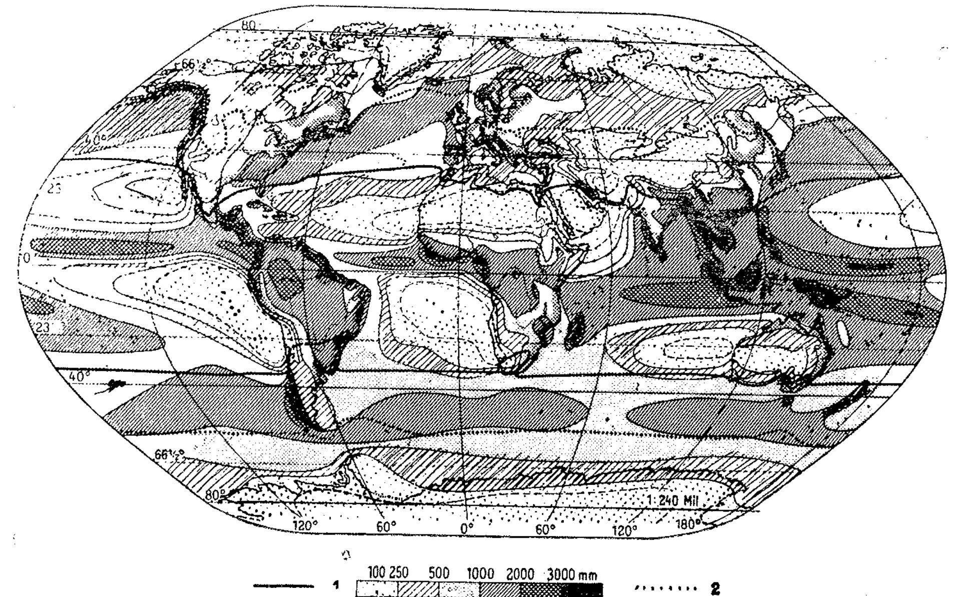
5. На обе полулопте између 40° и 60° г. ш., постоје области са повећаном количином падавина — преко 500 мм годишње. То су појаси са ниским ваздушним притиском — на северној полулопти до 1012,6 мб а на јужној до 992,4 мб. У њима преовлађује узлазно кретање ваздуха и западни ветрови, који доносе много влаге планинама дуж западних обала континената.

Годишња висина падавина на планинама Канаде и САД дуж пацифичке обале прелази 2000 мм. У Европи, врх *Бен Невис* (1343 м) у Шкотској, добија годишње 4.084 мм. Од њега је влажније само место

[1]) 1856. године пало је у Черапунџи 22.987 мм — то је максимална годишња падавина која је за сада забележена на Земљи.

Црквице (1097 м) изнад Рисна у Боки Которској, које прима годишње просечно 4.934 мм падавина (просек за 44 године).

6. У поларним областима испаравање је незнатно због ниских температура ваздуха. У њима је повећан ваздушни притисак, па зато тамо ређе продиру влажнији ветрови из нижих географских ширина. Због тога су поларне области сиромашне падавинама — годишње мање од 250 мм.



Сл. 94. — Средња годишња висина падавина на Земљиној површини; 1. екваторијална граница снежних падавина, 2. граница 40-одневних снежних падавина (по В. Мајнардусу и Ф. Мелеру)

Изузетак чини јужни део Гренланда и Исланда. Они леже у водама топлих морских струја и на путањама циклона, који због узлазног кретања ваздуха и кондензације водене паре у њима, доносе обиље падавина — на јужном Гренланду преко 1000 мм годишње.

35. ВОДНИ БИЛАНС ЗЕМЉЕ

Водни биланс представља однос између падавина (X) на једној и испаравање (Z) и отицања (Y) на другој страни, тј.

$$X = Z + Y$$

односно, за дужи низ година укупна висина падавина једнака је збиру испаравања и отицања падавина.

По подацима које наводи Л. И. Зубенок водни биланс Земље има овакве вредности:

Компоненте водног биланса	Цела Земља	Полулопта	
		Северна	Јужна
Падавине (X) у см	92,8	96,7	89,1
Испаравање (Z) у см	92,8	84,2	101,3
Отицање (Y) см	—	12,5	—12,2

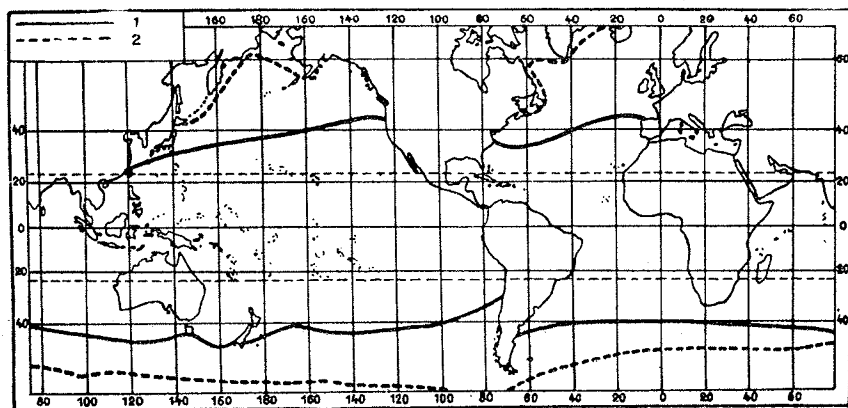
Водни биланс континената дат је у таб. 35. Карактеристично је да је копно северне полулопте сиромашније падавинама, док је испаравање на јужној полулопти веће него на северној. Најобилније падавине прима Јужна Америка, а најмање Аустралија; први континент има и највеће отицање падавина, а други најмање.

Табл. 35. — Водни биланс континената и копна (по Л. И. Зубеноку)

См	Европа	Азија	Сев. Америка	Јужна Америка	Афри-ка	Аустра-лија	Копно	Копно	
								Сев. пол	Јуж. пол
X	60,2	61,3	67,1	135,4	67,1	47,3	70,0	65,8	78,5
Z	37,7	38,8	40,5	86,3	51,5	41,5	44,6	41,5	51,4
Y	24,5	22,5	26,6	49,1	15,6	5,8	25,4	24,3	27,1

VIII. СНЕЖНИ ПОКРИВАЧ НА ЗЕМЉИНОЈ ПОВРШИНИ

Снег се излучује као једини облик падавина у току целе године само на Антарктиди, у Арктику и на свим високим планинама али само изнад тзв. *снежне границе* — појаса изнад којег је средња годишња температура ваздуха нижа од 0°С и изнад које се излучени снег не

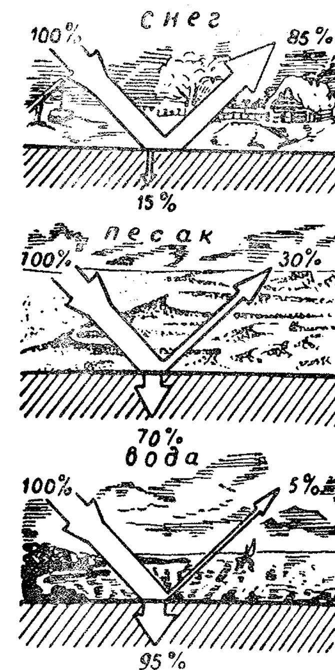


Сл. 95. — Екваторијалне границе: 1 снежних падавина, 2. пловног леда на мору

отопи потпуно, него се нагомилава из године у годину и постепено претвара у лед и ледника. У умереним ширинама снег пада само у зимским месецима. На сл. 95 приказана је екваторијална граница падања снега (и пловног леда на Светском мору).

Излучивањем снега ствара се изнад тла *снежни покривач*. Његова дебљина достиже у европском делу СССР-а (скраћено ЕТС — европска територија Савеза)на северу 80 см, а на југу само 10 см. У западном Сибиру она се креће између 40 и 90 см, око Верхојанска 30 см, а на источној Камчатки већа је од 120 см. Дужина трајања снежног покривача износи у северним крајевима ЕТС 180 до 220 дана, у источном Сибиру 220 до 260 дана и на Тајмиру преко 260 дана годишње. У јужним крајевима ЕТС снежни покривач траје 20 до 60 дана, а у Туркменској СССР мање од 20 дана.

Дебљина снежног покривача у Југославији креће се од 14 см у низинским северним крајевима државе до 116 см на планинама у изворишту Саве. Трајање снежног покривача у Југославији је од 14 до 70 дана на нижем земљишту, а у планинама изнад 2000 м надморске висине 180—240 дана годишње. У Београду снежни покривач траје 44 дана а у Љубљани просечно 58 дана годишње.



Сл. 96. — Процентуално одбијање Сунчевог зрачења за различите подлоге

Снежни покривач има велики значај. Као лош спроводник топлоте он штити тле од прехлађивања; озими усеви не промрзавају испод дебелог снежног покривача. Даље, сам снежни покривач одбија сунчеве топлотне зраке (сл. 96), те је његова површина јако расхлађена; зато је ваздух изнад снега много хладнији него изнад голе ледине. У пролеће, када почне његово отапање, највећи део снежнице понире, стварајући подземне резерве воде, а други део повећава количину воде у рекама — њихов протицај. При отапању снега троши се знатна количина топлоте, што се очито испољава на релативно ниским пролећним температурама. Снежни покривач причињава велике штете саобраћају, јер отежава, а каткад и онемогућује, кретање возила и кида телефонско-телеграфске линије.

ЧЕТВРТА ГЛАВА

ВРЕМЕ

Појам о времену познат је из свакодневног живота. Радио-служба редовно објављује извештај о *стању времена* и његову прогнозу за следећа 24 часа. Такве извештаје објављује и дневна штампа. У извештајима су подаци о температури ваздуха, висини падавина, правцу и брзини ветра и другим метеоролошким елементима, као и о облачности, облацима падавина, магли и другим метеоролошким појавама, које се запажају у тропосфери. Према томе, в р е м е *представља стање тропосфере у тренутку мерења и осматрања метеоролошких елемената и појава.*

Време се одликује већом или мањом променљивошћу. Незнатна измена само једног метеоролошког елемента утиче на све остале елементе као и на метеоролошке појаве у месту осматрања. Тако нпр. промена температуре ваздуха утиче на промену у распореду ваздушног притиска, а овај на ветрове, ветрови на облачност, облаке и падавине, док падавине са своје стране утичу на температуру ваздуха и тла итд. Због тога при проучавању времена треба најпре уочити главне узроке његових промена. Када се утврде ти узроци, онда је могуће предвидети даљи ток развитка времена, тј. дати његову прогнозу. То је задатак метеоролога-синоптичара.

1. ПОЈАМ О ВАЗДУШНИМ МАСАМА

Познато је да физичка својства ваздуха зависе од Сунчевог зрачења и утицаја који врши подлога. Тако је нпр. ваздух изнад тропских пустиња топао, сув и са мањом провидношћу (због зрнаца прашине). По тим физичким својствима он се битно разликује од хладног, сувог и провидног арктичког ваздуха или од врло топлог и влажног ваздуха из екваторијалних области. Према томе, ваздух у тропосфери има различита физичка својства. Он се састоји од различитих *ваздушних маса* (VM).

Простор у којем се формира ваздушна маса одређених физичких особина назива се *изворишна област*. Она може бити вода, копно, лед, или снег и треба да обухвата врло простране површине. Због тога се и ваздушне масе састоје од великих количина задуха. Тако нпр. величина једне ваздушне масе у умереним ширинама достиже дужину од 500 до 5000 км и висину од 1 до 10 км.

Ваздушне масе се образују у крајевима где се ваздух дуго задржава. Такви крајеви су, пре свега, области са постојаним или полупостојаним високим ваздушним притиском, због чега их означавамо као

главне изворишне области. Примери таквих области су: централни Сибир, централни део Канаде, Атлантик око Азорских острва, као и поларне калоте — артичка и антарктичка.

Ваздушне масе се крећу. Оне напуштају своје изворишне области и пролазећи кроз крајеве са другим природним одликама мењају постепено физичка својства односно *трансформишу се*. При томе разликујемо два вида трансформација ваздушних маса: морских у копнене и обратно и оне које настају после кретања преко области које се знатно разликују по географским ширинама.

Према изворишној области у којој се формирају ваздушне масе деле се на 4 зонална типа .То су:

1. А — арктички односно анартички ваздух, пореклом из поларних крајева.
2. Р — поларни или субарктички односно субантартички ваздух пореклом је из виших географских ширина, али не из поларних калота.
3. Т — тропски односно субтропски ваздух пореклом из субтропских области.
4. Е — екваторски (полутарски) ваздух — ваздух пасата и антипасата који се трансформишу у екваторском појасу.

Прелазећи преко пространих копнених или морских површина, задржавајући се извесно време изнад њих, главни зонални типови ваздушних маса стичу и друга својства. Због тога ваздушне масе које су биле изнад мора називамо *маритимне* (m), а оне изнад копна *континенталне* (c). Према томе разликујемо следеће типове ваздушних маса:

mA — маритимни арктички ваздух
cA — континентални арктички ваздух
mP — маритимни поларни ваздух
cP — континентални поларни ваздух
mT — маритимни тропски ваздух
cT — континентални тропски ваздух
mE — маритимни екваторски ваздух
cE — континентални екваторски ваздух

Све ваздушне масе формирају се дужим утицајем одређене с р е д и н е, под којом се подразумева р е ж и м Сунчеве радијације и топографске подлоге изворишне области. Битна физичка својства ваздушних маса — температура, апсолутна и релативна влажност — потичу претежно од подлоге, те је очигледно да се промене у њима врше одоздо навише.

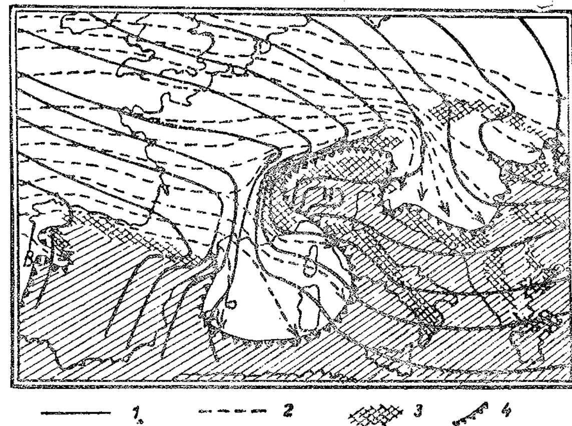
2. ОСОБИНЕ ВАЗДУШНИХ МАСА

Свака ваздушна маса има своје специфичне одлике, које су веома значајне за режим времена, његову постојаност и променљивост. Због тога треба упознати бар основне особине појединих ваздушних маса.

Према односу који постоји између температуре ваздушне масе и подлоге делимо све ваздушне масе на топле и хладне. **Топле ваздушне масе** долазе из нижих географских ширина и крећу се изнад

хладније подлоге. **Хладне ваздушне масе** долазе претежно из крајева са вишом географском ширином у области нижих географских ширина односно са топлијом подлогом.

Арктички ваздух (AV) се образује у пространом антициклону (од 7) који лежи северно од 70° с.г.ш. Он се одликује најнижим температурама, нарочито ако је континенталног порекла (cAV), постојаношћу, малом влажношћу и знатном видљивошћу (у Норвешкој, када нема магли, чак и преко 200 км!). Вертикална моћност AV смањује се у правцу југа: у Арктику она достиже 5—6 км, у северној Европи 3—6 км, у средњој Европи око 3 км, а у јужној Европи 1—2 км. Због смањивања моћности високи планински венци у јужној Европи (Пиринеји, Алпи, Карпати, Балкан) и Кавказ представљају значајну препреку продирању маса арктичког ваздуха према југу.



Сл. 97. Продор поларног ваздуха у западно Средоземље — између Пиренеја и Алпа; 1. изобаре, 2. правци струјања ваздушне масе, 3. планински системи и 4. хладни фронт; B је област са високим, а H са ниским ваздушним притиском (по Т. Бержерону)

AV доноси зими ведро и хладно време — „хладни талас". Међутим, удаљујући се далеко од своје изворишне области, AV се толико трансформише, да може стећи и својства поларног ваздуха.

Поларни ваздух (PV) се формира у умереним географским ширинама као и трансформацијом арктичких маса ваздуха, али се делимично попуњава и тропским ваздухом при општој циркулацији атмосфере.

Маритимни поларни ваздух (mPV) образује се у антициклону који је лети изнад северног Атлантика, а зими изнад Канаде. Али, иако се зими формира изнад копна, он стиче маритимна својства, јер, прелазећи преко Атлантика, а нарочито изнад топле Голфске струје, постаје веома влажан а у нижим слојевима топао, док његови високи слојеви остају и даље хладни. Продирући у Европу mPV изазива зими повишење температуре у низинама, док истовремено планинске метеоролошке станице бележе снижавање температуре ваздуха. Он лети одлази каткад изнад океана далеко на југ, те се знатно трансформише, и долазећи са З—СЗ има извесне особине маритимног тропског ваздуха. Скоро целе године mPV продире у западну Европу, те она има маритимну климу. Чести су случајеви да PV продире и у Средоземље како маритимни (сл. 97), тако и континентални.

Континентални поларни ваздух (cPV) образује се у антициклону изнад Феноскандинавије и Сибира а зими се може образовати и на Балканском полуострву. По својим физичким својствима он је лети сличан cTV, нарочито у приземним слојевима, док се зими скоро изједначи са AV. Лети cPV доноси променљиво време, праћено гомиластим облацима па и непогодама, док зими даје стабилно време, претежно ведро и врло хладно.

Тропски ваздух (TV) се формира у субтропском антициклону. Његов маритимни тип знатно се разликује од континенталног.

Маритимни тропски ваздух (mTV) има главну изворишну област око Азорских острва (средњи положај центра Азорских антициклона је 35° с. ш. и 35° з. д.), а мање значајна је изнад Средоземног мора. И лети и зими mTV има високу температуру и врло велику влажност, због чега даје облачно време и обилне једноличне падавине. Често преплављује целу Европу. Зими подиже температуру у западној Европи до + 12°, а у Украјини до + 9°С. Ако овај ваздух долази у Европу са југа, онда се на заветринској страни планина упоредничког правца пружања појављује локални ветар фен.

Континентални тропски ваздух (cTV) се формира изнад пространих пустиња у Северној Африци и Арабији, а лети чак и изнад Балканског полуострва, Мале Азије и сувих области Средње Азије. Одликује се високим температурама, малом влажношћу и слабом видљивошћу, која је последица велике количине пустињске прашине у ваздуху. Међутим, прелазећи преко Средоземног мора cTV прими доста водене паре, те у нашу земљу долази влажан, дајући већином обилне падавине на јужним падинама динарских планина.

Екваторски ваздух (EV) представља ваздух пасата и монсуна, који се трансформише у екваторском појасу. Изворишна област EV помера се у току године у вези са премештањем баричког екватора. У јулу cEV у Африци лежи над целим Суданом и Етиопијом, док је у јануару мање изражен. Насупрот томе, mEV је зими веома распрострањен изнад централног дела Индиског океана и у Гвинејском заливу. EV у екваторском појасу одликује се високим температурама и великом влажношћу, док је у њему време врло променљиво и са врло честим непогодама.

У Југославију продиру највише хладне масе поларног ваздуха и топле масе тропског ваздуха. Континентални PV доноси хладније време- а често незнатну облачност и знатну видљивост. Међутим, маритимни PV доноси не само хладно, него и облачно време са знатном количином падавина. Долазећи у наше крајеве хладне масе поларног ваздуха лети се загреју од топлије подлоге, због чега у њима настаје узлазно струјање, стварају се изразити гомиласти облаци, праћени обилним падавинама и повремено непогодама. Тропски ваздух се одликује високим температурама и доласком у наше крајеве он ствара нижи барометарски притисак, условљава облачност и знатне падавине на наветрисној страни планина, јер садржи много влаге коју прими прелазећи преко Средоземног мора.

Кратак преглед ваздушних маса значајних за поднебље и климу средње и јужне Европе приказан је у таб. 36.

Табл. 36. — Географска класификација ваздушних маса изнад средње и јужне Европе (по Т. Бержерону)

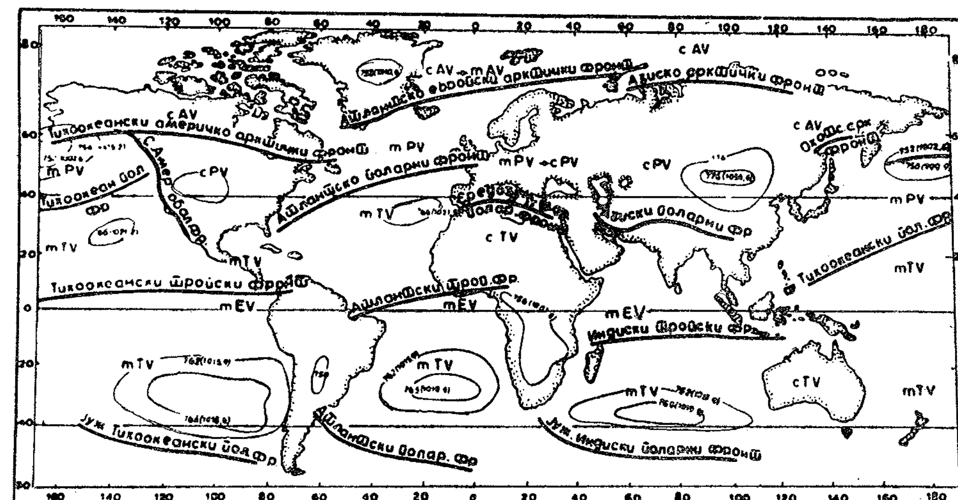
Врста ваздуха по подели		Тип	Главна извршина област	Главно доба наступања
Географска	Термодинамич.			
AV	A хладни	mA	Гренланд, Шпицберг	Преко целе године, сем јули-август
		cA	Нова Земља, Баренцово море, Сев. део СССР-а	Преко целе године
PV	P хладни	mP	Северни Атлантик односно централна Канада	Преко целе године
		cP	Унутрашњост СССР-а и Феноскандинавија	У хладнијем добу године
	P топли	mP	Северни атлантик (око 50° с. г. ш.)	У хладнијем добу године
		cP	Јужни део СССР-а, Балканско полуострво	У топлије доба године
TV	T топли	mT cT	Азори — Средоземно море Северна Африка односно јужни део Балканског полуострва	Целе године Целе године
EV			Термички екватор (стиже до средње Европе као антипасат)	У топлијем делу године у антициклон, области

3. ВАЗДУШНИ ФРОНТОВИ

Ваздушни фронтови. — На додиру двају различитих ваздушних маса образује се прелазни *појас* или *зона* који се при земљи назива *ваздушни фронт* (сл. 91). Ширина таквог појаса креће се од 5—80 км. На северној Земљиној полулопти постоје 4 зонална типа ваздушних маса: арктички (AV), поларни (PV), тропски (TV) и екваторски (EV). Између поменутих зоналних типова ваздушних маса постоје три ваздушна фронта. То су:

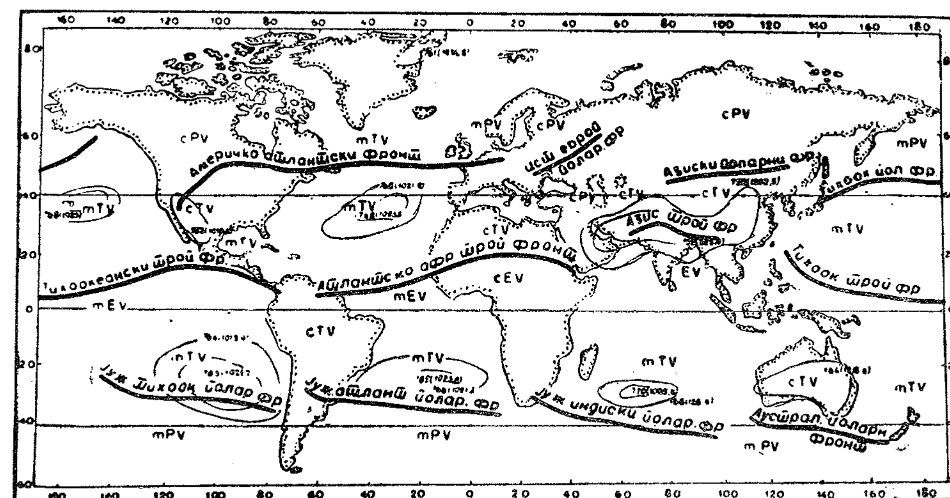
1. Арктички фронт (AF) — раздваја AV и PV.
2. Поларни фронт (PF) — раздваја PV и TV.
3. Тропски фронт (TF) — раздваја TV и EV.

На сл. 98. и сл. 99. приказан је (по Куницу) средњи положај ваздушних фронтова и изворишних области ваздушних маса у јануару односно јулу на целој Земљиној површини. Пошто се ваздушне масе непрекидно крећу, мења се и положај ваздушних фронтова, што се најбоље запажа на синоптичким картама (од. 4, сл. 103). Стално праћење њиховог кретања је веома значајно за многе гране привреде



Сл. 98. — Средњи положај ваздушних фронтова и главних изворишних области ваздушних сама у јануару (по А. В. Куницу); cAV — континентални арктички ваздух, мAV — марински арктички ваздух; cPV — континентални поларни ваздух, мPV — марински поларни ваздух; cTV — континентални и тропски ваздух; мTV — марински тропски ваздух; мEV — марински екваторски ваздух

(По А. В. Куницу)



Сл. 99. — Средњи положај ваздушних фронтова и главних изворишних области ваздушних маса у јулу — објашњење скраћеница као и за сл. 98 (по А. В. Куницу)

и свакодневни живот, јер се управо у појасу ваздушних фронтова дешавају нагле промене стања времена, док су у самим ваздушним масама такве промене постепене. Зато се треба укратко упознати са процесима који се дешавају у ваздушним фронтовима.

Топли фронт се формира на граници судара покретне топле ваздушне масе и мање покретног или непокретног хладног ваздуха. Том приликом, лакши топли ваздух се издиже, притискује на хладни и исклињава га (сл. 92). Између две различите ваздушне масе образује се тада посебна *раздвојна* или *дисконтинуитетна површина*. Она полази од граничне линије топлог фронта, тј. са земљине површине и благо се издиже до висине од неколико километара. Изнад раздвојне површине врши се кондензација водене паре у топлом ваздуху, образују се облаци и њихова доња граница управо показује висину и нагиб те површине. Њен горњи крај удаљује се од границе топлог фронта до 1500—2500 км, али се падавине излучују само из алтостратуса, кумулонимбуса и нимбостратуса, у појасу који је од фронта удаљен лети до 300 км, а зими до 400 км (сл. 92). У непосредној близини топлог фронта нема падавина, јер због благог нагиба раздвојне површине топли ваздух не може да доспе на висину потребну за кондензацију водене паре коју садржи у себи.

Укратко, продирање топлог фронта у хладну област доноси погоршање времена: најпре се појаве облаци (кончасти облаци са поврнутим „запетама" — предзнак лошег времена), потом настају падавине, магла, смањује се видљивост и на крају наилази топли ваздух и у приземном слоју као појачан суви ветар.

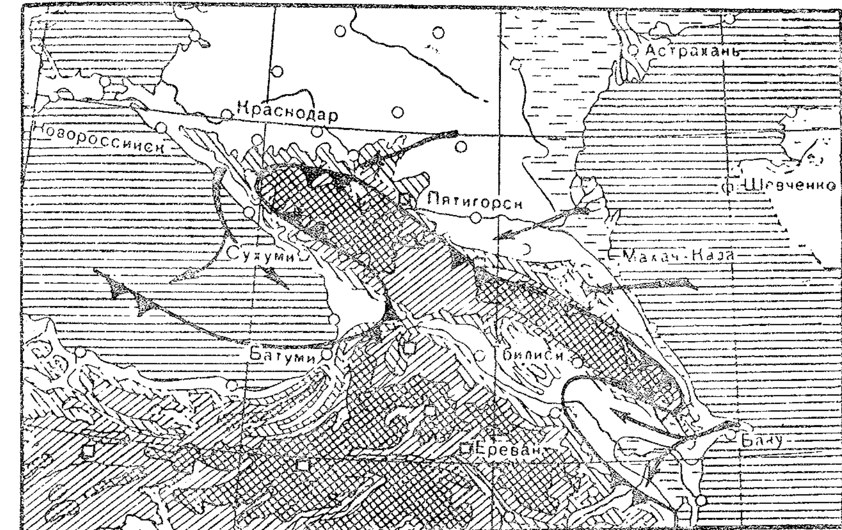
Хладни фронт се ствара на граници судара покретне хладне ваздушне масе, која у виду тупог клина („главе") подилази испод топлог ваздуха и присиљава га на брзо узлазно кретање (сл. 91). У топлој ваздушној маси настаје нагло кондензација водене паре, стварају се моћни гомиласти облаци. Они достижу врло велику висину, али им је ширина незнатна — обично 10 до 20 км. Из тих облака излучују се обилне падавине, које су лети често праћене непогодама.

Продор хладног фронта доноси наглу промену времена. Уз кратки налет хладног ветра настаје истовремено нагло образовање облака и убрзо затим излучивање падавина, које понекад прелазе у провале облака. У хладној ваздушној маси, која потом наилази, влада висок ваздушни притисак и претежно ведро време. Лети се приземни слој ваздуха загреје и издиже у висину, хлади и од кондензоване водене паре образују се слабо развијени кумулуси (Cuhumilis) — весници лепог времена (сл. 83).

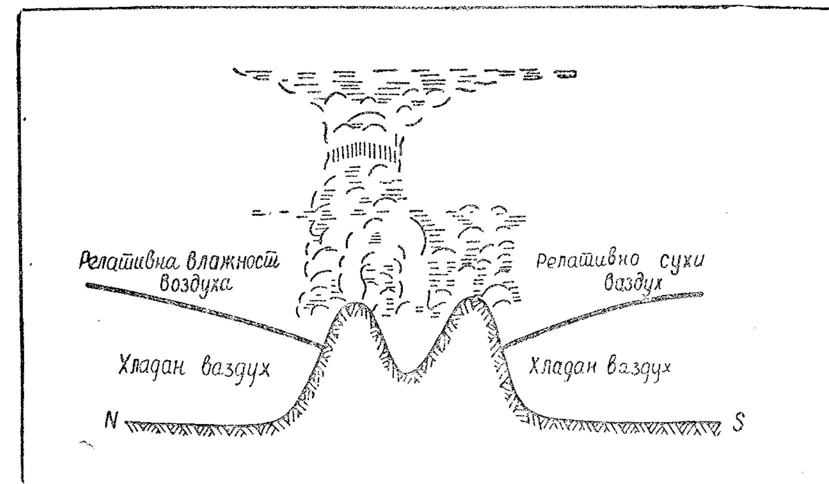
Високе планине представљају велику препреку кретању ваздушних фронтова. Тако нпр. хладан поларни ваздух није у стању да пређе преко Кавказа као хладан фронт, него га заобилази у Закавказју, како из правца Каспијског, тако и из смера Црног мора (сл. 100). Најзад се обе гране хладног фронта — каспијска и црноморска — споје у Закавказју у нови хладни фронт, потискујући топли ваздух на Кавказу у висину. Тако образован нови фронт, иза орографске препреке, назива се *орографском оклузијом;* њен вертикални пресек приказан је на сл. 101.

Ваздушни фронтови прелазе преко средњих и ниских планина, али су при томе облачност и падавине различите на хладном и топлом фронту (сл. 102). Када се *хладни фронт* приближи планинском венцу проширује се појас предфронталних падавина због потискивања топлог ваздуха у висину како пред фронтом, тако и уз наветринску страну

планинске падине (сл. 102, а). Приближавањем хладног фронта планини појас падавина се сужава и облачност је смањена (сл. 102, б) због низлазног струјања ваздуха на заветринској падини планине. Пошто хладан ваздух пређе преко планинског венца, поново се формирају облаци и излучују падавине, али на извесном растојању иза планин-

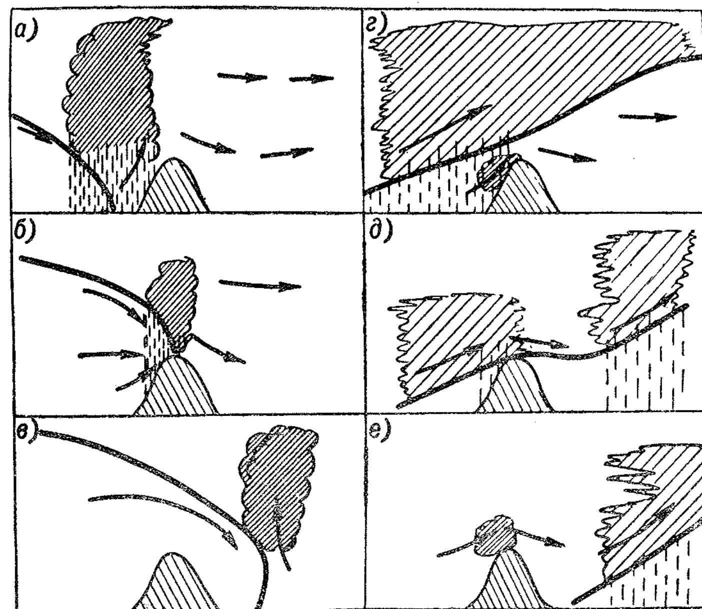


Сл. 100. — Деформација хладног фронта када хладни ваздух обилази Кавказ — изразит пример орографске оклузије (по И. Г. Пчелку)



Сл. 101. — Образовање орографске оклузије — вертикални пресек (по И. Г. Пчелку)

свог венца (сл. 102, в). При прелазу *топлог фронта* преко планинског венца јако се повећа облачност, а падавине се интензивније излучују у широком појасу (сл. 102, г), притискиван топлим ваздухом, хладан се повлачи и издижући уз планину расхлађује, те се због кондензације водене паре и у њему образују мањи облаци. Али, када раздвојна површина дотакне врхове планинског венца (сл. 102, д), облаци се раздвоје: има их мање на наветринској страни, где се излучују слабе падавине; на заветринској страни они се расторе због низлазног струјања ваздуха, а потом опет образују на извесној удаљености иза планинског венца и из њих се такође излучују падавине. Најзад, клин хладног ваздуха испред планинског венца нестаје, на врховима се формирају мањи облаци — без падавина; у заветринској страни планинског венца поново долази до формирања топлог фронта (сл. 102, е), који задржава своја ранија својства, каква је имао испред планина.

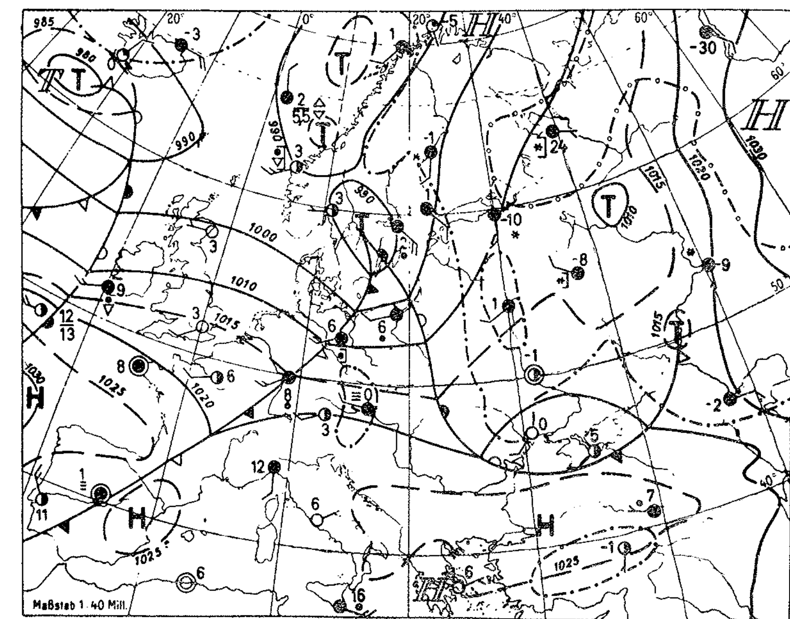


Сл. 102. — Шема прелаза хладних (лево) и топлих (десно) фронтова преко планина (по И. Г. Пчелку) — објашњења у тексту

Динарске планине представљају знатну препреку кретању ваздушних фронтова, али се хладан и топао ваздух „преливају" преко планинских венаца. При том се дешавају појаве својствене на топлом односно хладном фронту када они прелазе преко планина.

4. СИНОПТИЧКЕ КАРТЕ

Синоптичке карте[1]) (или карте времена) су специјалне географске карте на којима је помоћу цифара и условних знакова приказано стање времена на појединим метеоролошким станицама у 1, 7, 13 или 19 часова по гриничком времену (сл. 103). Оне омогућују дежурном метеорологу-синоптичару да установи положај и порекло ваздушних маса, положај ваздушних фронтова и области са падавинама, као и положај циклона и антициклона. Упоређивањем стања времена на новој и претходним синоптичким картама стручњак уочава правце премештања ваздушних маса и фронтова, циклона и антициклона и *предвиђа* њихове даље правце кретања и трансформација.



Сл. 103. — Синоптичка карта Европе 1. јануара 1959. године у 0 часова по гриничком времену: први циклон је са центром у средњој Европи, а други западно од Британских острва; Н — висок, а Т — знак ваздушни притисак (по Ј. Блитгену)

Дајући *синоптичку прогнозу* времена за 24 часа унапред, а често и за неколико дана унапред, метеоролошка служба пружа привреди драгоцене податке како да најбоље искористи предстојеће временске прилике. У новије време развија се и тзв. *хидродинамичка метода прогноза* времена помоћу које се унапред добијају и квантитативне вредности температуре и притиска ваздуха за један или више дана.

[1]) Од грчког syn — заједно и optomai — видим, тј. једним погледом обухватити целу (синоптичку) карту.

Према садржају синоптичке карте се деле на *комплексне* и *помоћне*. На првима се наносе сви метеоролошки елементи и појаве (притисак ваздуха, температура, ветар, влажност, облачност и падавине), а на другима поједини метеоролошки елементи, а нарочито измене у барометарском притиску у току последња 3 часа, са циљем да се уочи правац кретања ваздушних маса.

Према величини представљене територије синоптичке карте се деле на три групе: 1. *карте полулопти* (северне и јужне), 2. *основне* — на њима су представљене површине које се простиру по 4—5 хиљада км како у подневачком тако и у упоредничком правцу и 3. *микрокарте* — са мањим површинама (приближно по 1000 км у подневачком и упоредничком правцу). Као *подлога* за израду синоптичких карата у нашој земљи и средњој Европи узима се основна карта на којој су представљене области између 30 и 75° с. ш. и 30° з. д. и 50° и. д., тј. већи део северног Атлантика, мањи део Северног леденог океана, цело европско копно, Средоземно море и Северна Африка. За потребе ваздушног саобраћаја раде се синоптичке карте са гушћом мрежом метеправац кретања ваздушних маса.

Синоптичке карте се састављају на следећи начин. На географској карти су кружићима означени положаји метеоролошких станица, како оних на копну, тако и оних на мору (сталних — бродова-метеоролошких станица, бродова-светионика, светионика на острвима и хридинама, као и положај бродова који саобраћају на сталним поморским линијама). Са тих станица и бродова шаљу се шифровани метеоролошки радиотелеграми[1]) централној метеоролошкој установи (код нас Савезни хидрометеоролошки завод, Одељењу прогнозе времена). Примљени радиотелеграми о стању времена одмах се дешифрују и подаци се уносе у карту.

Поред знака сваке метеоролошке станице обавезно се уносе ови подаци: ваздушни притисак, температура, правац и брзина ветра и временско стање. При уписивању ових и других података метеоролог се придржава одређених правила, нпр.: лево од кружића, који представља положај метеоролошке станице, уноси се температура ваздуха, десно је ваздушни притисак, сведен на морски ниво, горе је количина падавина, степен зацрњавања унутрашњости кружића представља степен наоблачености, стрелица која додирује кружић представља правац ветра а управне цртице на њој брзину ветра у степенима Бофорове скале итд. Пошто заврши уношење података са радиотелеграма, метеоролог уцртава на карти изобаре у размацима од 5 мб (што је сасвим довољно за практичне потребе) у једној боји (а изотерме у другој); потом означава црном оловком положај и типове ваздушних фронтова. Када све то заврши приступа коначној *анализи* синоптичке карте да би дао прогнозу предстојећег времена. И анализа такве карте врши се одређеним редом. Тако се најпре утврђује да ли су ваздушне масе стабилне или лабилне, потом уочавају области изнад којих се налазе тропски и арктички ваздух, затим се ограничавају области у којима се излучују фронталне падавине и где се могу очекивати у најскорије време итд.

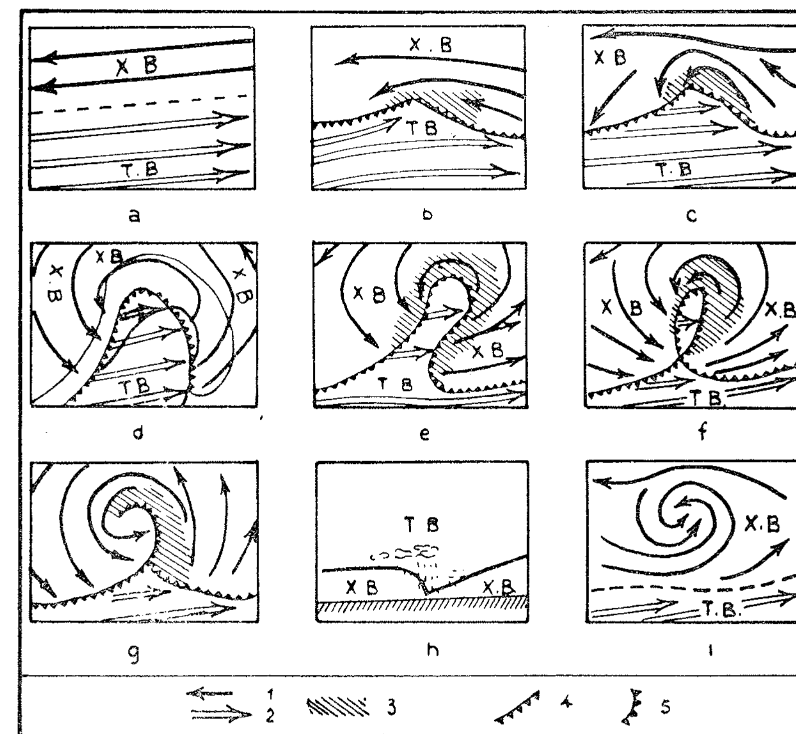
5. ВАНТРОПСКИ ЦИКЛОНИ

Постанак и развитак циклона. — Ваздушни фронтови се не пружају праволинијски, него су, најчешће, врло кривудави. Ипак, теориски се може претпоставити да су хладна и топла ваздушна маса раз-

[1]) Сада је у употреби Копенхагенски међународни метеоролошки кодекс за шифроване радиотелеграме, који је усвојен још 1929. године. Такви телеграми омогућују предају и пријем података 14—15 пута брже и исто толико јевтиније него када би се телеграми предавали путним текстом — описно.

двојене праволиниским ваздушним фронтом. Обе ваздушне масе крећу се једнаким брзинама, али у супротним правцима (сл. 104, a). Такав фронт не би мењао свој положај, тј. он би био стационарни. Међутим, таквих фронтова практично нема, јер су величина ваздушног притиска и ветрови различити на супротним странама фронта. Због тога се у појасу фронта дешавају различити *фронтални поремећаји*.

Први облик таквих поремећаја испољава се у виду *фронталног таласа* (сл. 104, b). Он се не задржава на месту образовања, него се креће дуж фронта у смеру струјања топлог ваздуха — од запада ка истоку. Фронтални талас изазива одговарајуће промене временског стања у крајевима преко којих пролази.



Сл. 104. — Шематски приказ развитка циклона (објашњења у тексту): 1. хладан ваздух (ХВ), 2. топли ваздух (ТВ), 3. подручје падавина, 4. хладни фронт и 5. топли фронт

Разликују се две врсте фронталних таласа — *стабилним* и *нестабилни*. Први се креће дуж фронта али му се при томе амплитуда све више смањује и они убрзо ишчезну. Другима се амплитуда при кретању дуж фронта све више повећава, масе топлог ваздуха продиру

све дубље међу хладни ваздух, чиме започиње образовање *циклона*[1]). У развитку циклона разликујемо неколико стадијума.

1) Амплитуда фронталног таласа повећава се (сл. 104, c) и на његовој предњој страни образује се *топли ваздушни фронт*, док се на задњој страни формира *хладни ваздушни фронт*. Оба фронта стичу се у центру циклона, док се између њих налази област са топлим ваздухом, тзв. *топли сектор*. Због истоветности ваздушне масе у топлом сектору изобаре су праве линије, али се дуж фронтова нагло повијају (сл. 104, d). Циклон се креће дуж изобара топлог сектора.

Топли ваздух у циклону уздиже се изнад хладног, због чега на топлом фронту настају падавине слабог интензитета али дужег трајања и на простору који достиже ширину до 400 км. Међутим, хладне ваздушне масе подилазе под топле у топлом сектору, те се на задњој страни тек формираног *младог циклона* излучују пљусковите падавине али у узаном појасу.

2) Амплитуда фронталног таласа повећава се све више, док се ширина топлог сектора циклона све више сужава (сл. 104, e). Хладни фронт надире све брже са задње стране таласа и приближава се топлом фронту.

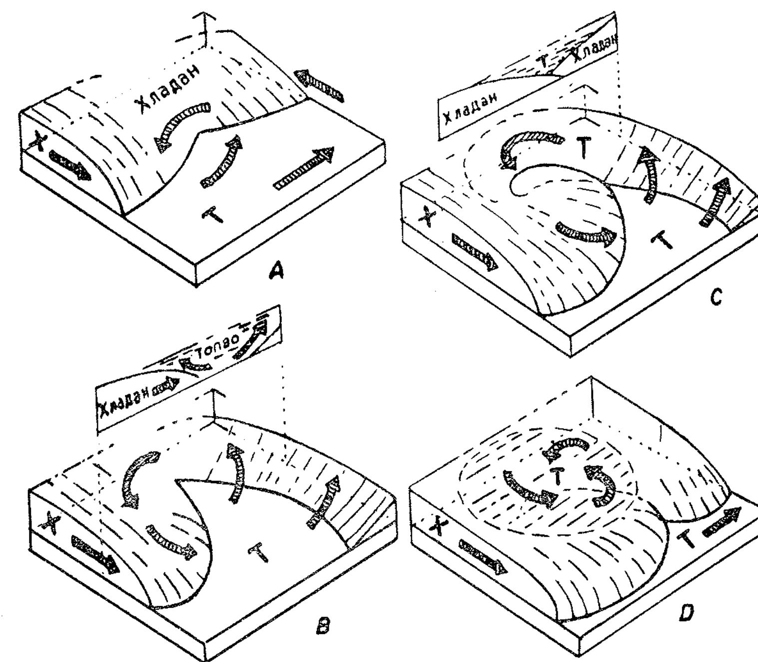
3) Када хладни фронт сустигне топли настаје раздвајање топлог сектора од топле ваздушне масе на југу (сл. 104, f). У овом стадијуму топли сектор је сведен на минималну површину.

4) Најзад, хладни фронт је сустигао топли на целој дужини (сл. 104, g). Хладне ваздушне масе са предње и задње стране циклона спојиле су се и издигле топли ваздух (сл. 104, h). У овом стадијуму развитка циклона, који је познат под називом *оклузије* (или затварања) циклона, почиње његово слабљење. Око центра циклона, при земљиној површини, кружи само хладан ваздух (сл. 104, i). Изнад њега се равномерно распоређује топли ваздух, притисци се изједначују и успоставља се равнотежа. Кретање ваздуха се наставља још извесно време због инерције, а потом и оно престаје.

А. Штралер (A. Strahler) је веома успешно приказао графички све фазе развитка вантропског циклона у три димензије (сл. 105). У првој фази (сл. 105, A) хладан ваздух продире ка југу, а топли ка истоку; на раздвојној површини образује се најпре фронтални талас, а потом млад циклон. У другој фази (сл. 105, B) циклон се потпуно развио: хладан ваздух продире ка југу, али и ка истоку, сужавајући топли сектор, на чијем се предњем крају налази топли фронт. У трећој фази (сл. 105, C) хладни ваздух је још више продро ка југу и истоку, сустигао део топлог фронта, сузио топли сектор, образовавши оклузију. У четвртој фази (сл. 105, D) хладни ваздух је продро далеко ка југу, топли сектор је нестао, а топли ваздух у оклузији креће се још неко време под утицајем инерције, да би се најзад и сам трансформисао у хладан ваздух.

[1]) Термин циклон (од грчког kyklos — круг, кретање према центру круга) први је употребио Пидингтон 1855. године означавајући њиме тропске вртложне олује.

Циклони се ретко јављају усамљени. Најчешће се после првог појављују други, трећи итд. При том се сваки следећи креће нешто јужније од претходног. То се објашњава појавом што затворени или оклудовани циклон постаје саставни део хладног ваздуха, због чега се јужна граница ваздушне масе помера ка југу, а са њом и хладни фронт. Он се зауставља тек у области са стабилним високим притиском. Групу циклона који се крећу један иза другог називамо *низови (породице, фамилије)* или *серије циклона*. Просечно трајање једне серије циклона, од појаве првог па до појаве последњег, износи приближно 5—6 дана. Серије циклона обележавају се редним бројевима почев од 1. јануара сваке године,а поједине циклоне у истој серији словима латинске абецеде. Проучавањем временских стања западне Европе утврђено је да се годишње над њом појави 60—72 серије циклона.



Сл. 105. — Развој вантропског циклона (по Штралеру — објашњења су дата у тексту)

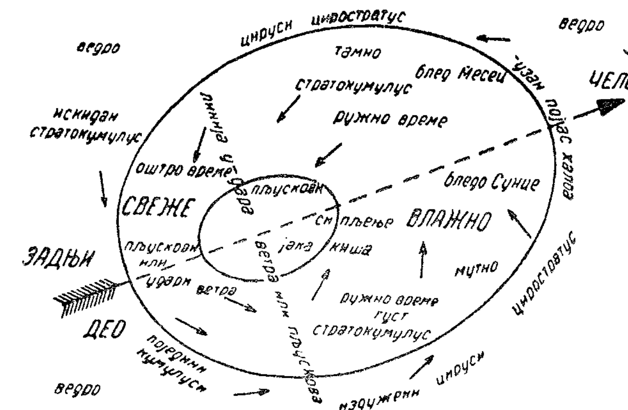
Путање циклона изнад Европе и Средоземног мора приказане су на сл. 106. Већина циклона долази са североамеричког континента, нарочито из области која лежи источно од Стеновитих планина — између 40° и 50° с.ш. Њихов највећи број одлази ка североистоку — према Гренланду, Исланду и Шетлендским острвима, а мањи број ка истоку — према Великој Британији и Бискајском заливу, одакле наставља кретање према европском копну, држећи се при томе претежно путања изнад морских површина, а избегавајући копно и планинске крајеве.

На временске прилике у нашој земљи снажно утичу циклони који долазе из Ђеновског залива. Путање тих циклона рачвају се у Тршћанском и Кварнерском заливу у три путање, које су означене са V_b, V_c и V_d. Прва од њих прелази преко Словеније, пограничних крајева између Аустрије и Мађарске, преко Словачке и иде даље према Варшави. Друга путања — V_c — креће се долином Саве и Дунава према Црном мору. Трећа — V_d — пролази дуж Јадрана и јужних крајева Македоније до Егејског мора и тамо рачва у две нове путање. Изузетно и само за најсеверније крајеве Словеније и Хрватске значајна је и путања IV_b.

Сл. 106. — Циклонске путање изнад Европе у средњим годишњим правцима (по Ван Веберу, Вајкману и другима)

Депресије које се крећу путањама V_b и V_c имају највећи значај за плувиометријски режим у западним, северним и североисточним крајевима Југославије. На првој путањи циклони су најчешћи у мају — 13,0%, а на другој у јуну — 18,5% од укупног годишњег броја циклона. На овим двема путањама циклони условљавају максимум падавина крајем пролећа и почетком лета, док је секундарни максимум њихових пролаза односно падавина крајем јесени. Циклони на путањи V_d условљавају велике количине падавина нарочито крајем јесени и почетком зиме — у новембру и децембру, као и почетком пролећа — у марту.

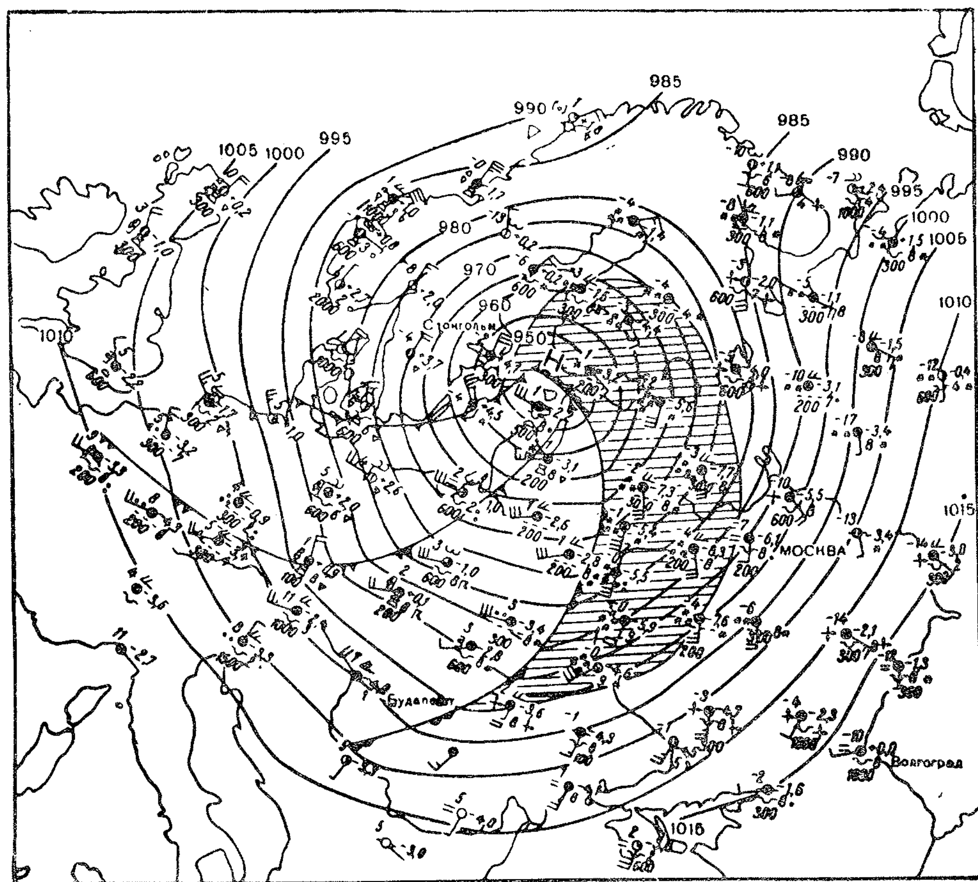
Временске прилике у циклону приказане су шематски на сл. 107. „На челу депресије, како пише П. Вујевић, око 800 км испред средишта, налази се спољашњи прстен цируса, влакнастог изгледа, који се згушњавају и прелазе у циростратусе на унутрашњој страни чела. Халои се често опажају на овим облацима и стога се сматрају као предзнаци о приближавају депресије. Даље од циростратуса јавља се предео стратокумулуса, који се већ повећавају према средишту, спуштају се и спајају са нимбостратусима у средишном делу депресије. Киша пада обично из дебљих делова алтостратуса и из нимбостратуса, стварног кишног облака. Ветар дува, на северној полулопти, обично са југа до југозапада и на десној страни од чела; ваздух је, услед тога, често јако влажан и тежак. Ветар је на левој страни од чела већином хладан, нарочито зими кад дува из унутрашњости прехлађеног копна. Хладан источни ветар и постојана јака киша на левој страни чине од ње најнепријатнији део депресије. На задњој страни депресије дувају, углавном, ветрови са северозапада или севера. Ваздух је мање или више нестабилан, јер се при земљиној површини загрева на свом кретању према нижим и топлијим ширинама; стога се образују кумулуси и кумулонимбуси са пљусковима“ (*20*, 372—373).



Сл. 107. — Временске прилике у циклону (по Еберкромбију)

Зимске депресије су изразитије од летњих. Зими у депресијама ветар може да достигне олујну јачину. Тако је нпр. брзина ветрова у циклону, који је 1. фебруара 1953. године нанео велике материјалне штете Холандији и посредно проузроковао смрт 1780 људи, достизала око 160 км на сат. Ветар је подигао таласе високе до 10 м; они су пробили холандске насипе на око 500 места, па је вода на неким местима продрла до 150 км од мора. Већ 3. фебруара под водом се налазила четвртине Холандије.

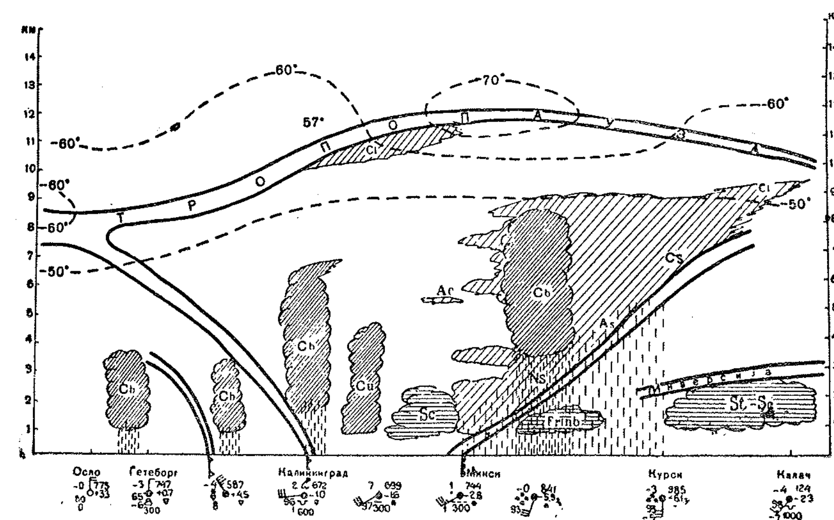
На сл. 108. приказана је временска ситуација у циклону од 13. фебруара 1962. године. Он је био веома интензиван: за један дан прошао је растојање од Фарских острва до Финског залива (преко 1.500 км), а притисак у његовом центру био је нижи за 35 мб. Када је почела оклузија, топли сектор циклона обухватао је велики део западне Европе и северозападне крајеве наше земље. Пред топлим фронтом у појасу широким до 500 км падао је снег уз ветар брзине 15—20 м/сек, па је видљивост била мања од 500 м. У близини фронта због повишавања температуре ваздуха до 0° С снег је местимице прелазио у кишу. У топлом сектору температуре су биле између + 1 и + 3° С; местимично је дошло до пролазног разведравања, а негде је падала киша. Хладни фронт није јаче изражен, јер је температура ваздуха при земљи како у хладном, тако и у топлом скоро подједнака. Али, зато је изразитији секундарни хладни фронт у зачељу циклона, где је продро са севера хладни арктички ваздух, изазивајући у средњој



Сл. 108. — Временска карта Западне, Средње, Северне и Источне Европе 13. фебруара 1962. године у 3 часа (по И. Г. Пчелку)

Шведској пад температуре до — 13° С. Ипак, дуж западне обале Скандинавског полуосртва, где се ваздух кретао и над топлим огранцима Голфске струје, температура ваздуха је била нешто виша од + 1° С (57, 189).

На сл. 109. приказан је вертикални профил атмосфере кроз поменути циклон (у 3 часа, 13. фебруара 1962. године), правцем Осло—Гетеборг—Калињинград—Минск—Курс—Калач (на Дону). Он приказује зачеље циклона, топли сектор и чело циклона. У зачељу циклона су гомиласти облаци моћности до 3 км, из којих се излучују падавине. У самом циклону — између Калињграда и Минска — облачност је веома велика; на хладном фронту су моћни кумулонимбуси из којих се излучује снег. Још већа је облачност на топлом фронту, где се топао ваздух издиже изнад хладног, образујући моћне нимбостратусе и кумулонимбусе, који излучују падавине у појасу широком око 500 км. У хладној ваздушној маси образовала се инверзија температура при



Сл. 109. — Вертикални пресек атмосфере кроз циклон — 13. фебруара 1962. године у 3 часа (по И. Г. Пчелку)

спуштању ваздуха из већих висина; ова инверзија се налази на висини од 2—3 км и испод ње су се образовали стратуси и стратокумулуси. На овом профилу је веома занимљив положај тропопаузе; она је најнижа иза хладног фронта (око 8 км изнад земље), где је дошло до продора хладног арктичког ваздуха, а највиша над топлим сектором циклона (око 11,5 км изнад земље); приближно од линије топлог фронта она се поново снижава. На тај начин тропопауза у циклону има облик таласа; њен највиши део назива се *гребеном таласа* и на њему су најниже температуре у тропосфери, док се најнижи њен део назива *таласном долом* и у њој су највише температуре у горњим слојевима тропосфере (57, 191—193).

6. ТРОПСКИ ЦИКЛОНИ

По областима јављања разликују се *вантропски* и *тропски циклони*. Први се појављују у свим годишњим добима, а највише у хладном добу године. Њихове битне одлике изложене су у од. 5. Тропски циклони се појављују само у летњим месецима и за време смењивања монсуна, а увек су појединачни.

Тропски циклони су познати као разорни вртложни ветрови, који обухватају простор са пречником до 500 км, док у њиховом средишту влада тзв. „простор тишине" са пречником до 45 км и ваздушним притиском који се спуштао до 628,9 мм Hg (у мадагаскарском циклону од фебруара 1889. године). Око „простора тишине" или „ока олује" дувају ветрови са брзинама до 280 км на час. Они круже око средишта циклона, па се и облаци простиру по скоро концентричним круговима (сл. 110). У самом „оку олује" су високи таласи, који долазе из разних праваца, сударају се, па су веома опасни и за велике бродове. Због снажних асцедентних струјања ваздуха образују се око „простора тишине" изразито густи кумулонимбуси из којих пада тако јака киша, да се видљивост смањује на свега 20—30 м. Када се „простор тишине" посматра из авиона (метеоролошке службе) који лете на висинама од преко 10—12 км, онда овај подсећа на огроман бунар, на чијем се дну повремено види усталасано море.

Сл. 110. — Авионски снимак »ока олује« једног херикена са кружним путањама облака око центра у којем је развијен кумулус (фото: Биро времена САД, Вашингтон)

Највећу опасност за људе представљају они тропски циклони који се изненада сруче на неки приморски град или ушће реке. Тада они изазивају издизање нивоа мора — тзв. „циклонску плиму" — која, са великим таласима, разара зграде у лукама и изазива смрт многих људи. У једној таквој „циклонској плими", која је 1876. године захватила град Калкуту у Индији, изгубило је живот око 200.000 људи. Фебруара 1959. године снажни циклон је захватио долину Мисисипија и изазвао штету од преко 12 милијарди долара.

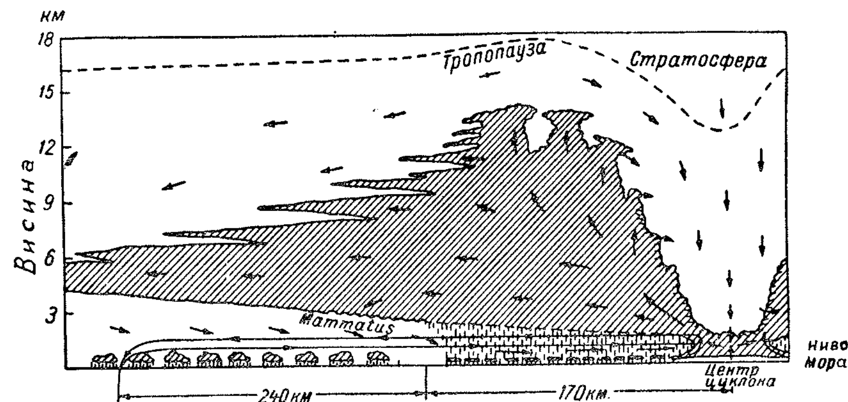
У последње време мање је смртних случајева од разорних тропских циклона. Становништво се на време упозорава о њиховом наиласку. У ту сврху веома добро се користе радари, на чијим се екранима запажа приближавање непогоде (сл. 3). Постоје чак и посебни „метеоролошки роботи" који најављују долазак циклона када је он удаљен од обале и преко 450 км. Ипак, најбоља обавештења могу на време да пруже метеоролошки сателити, који са великих висина емитују извештаје о стању времена у областима изнад којих се крећу (сл. 111).

Сл. 111. — Снимак облака једног херикена (јула 1960. год.) учињен из метеоролошког сателита „Тирос I" (фото: Биро времена САД, Вашингтон)

Тропски циклони имају различита локална имена. У северном Пацифику их називају *тајфуни,* а у једном делу централног Пацифика *оркани* или *херикени,* док су у Средњој Америци познати под називом *урагани.* У Индиском океану их називају *циклони,* а око северозападне обале Аустралије *виле-вилис.*

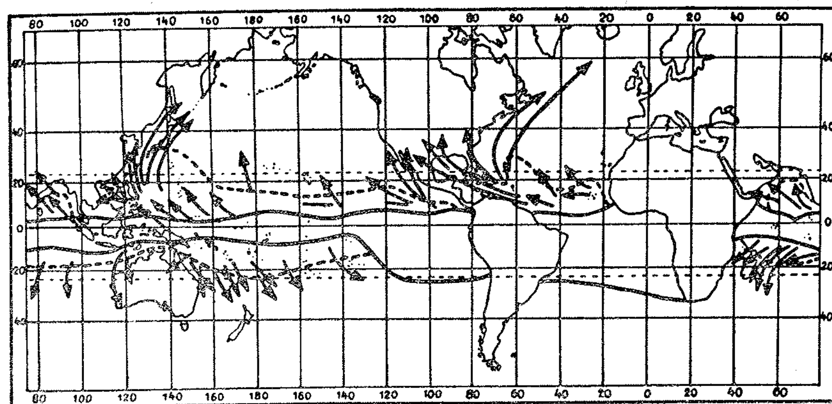
На сл. 112 приказан је вертикални профил кроз тропски циклон са облацима, зоном падавина и правцем дувања ветрова. Они у „оку олује" имају низлазни смер, па зато у њему нема облака. Међутим, изван „ока олује" они се крећу великом брзином у узлазном смеру, због чега се развијају снажни кумулонимбуси.

На сл. 113 приказане су изворишне области и путање тропских циклона. Они се појављују у оним тропским реонима океана, где се тропски фронт највише удаљи од екватора у летњој половини године.



Сл. 112. — Вертикални профил кроз тропски циклон — око центра циклона преовлађује снажно узлазно струјање ваздуха и образовање огромних кумулонимбуса, док је у самом центру низлазно струјање, због чега у њему нема облака (по С. П. Хромову)

То је најчешће појас између 10 и 15° обеју географских ширина — реон Филипинских острва и Јужно-Кинеског мора, Бенгалског залива и Арапског мора, Карибског мора и Великих Антилских острва на северној полулопти, а реон Маскаренских острва у Индијском океану



Сл. 113. — Изворне области и путање тропских оркана (по Шубарту). У областима између пуних линија нема тропских оркана; они се појављују у пределима између пуних и испрекиданих линија, а крећу се путањама означеним стрелицама

и Новохебридских и Самоанских острва у Пацифику на јужној полулопти. Тропски циклони се уопште не појављују у близини самог екватора, а врло ретко у ширинама нижим од 8—10°. У тропима се тропски циклони крећу брзином око 10—15 км/час. Прелазећи у умерене ширине, око 25—30° г. ш., они мењају правац кретања на северној полулопти ка североистоку, а на јужној ка југоистоку. При том им се и брзина повећава. У ширинама где мењају смер кретања тропски циклони се сусретну са поларним фронтом. Том приликом топли ваздух тропског циклона образује топли сектор у циклону, који се потом креће још брже. Он скреће ка истоку или североистоку и укључује у серију вантропских циклона на поларном фронту, дуж северне периферије субтропског антициклона. Слична регенерација тропских циклона је и на јужној полулопти. Тропски циклони су релативно ретки; годишње се појави око 50 таквих циклона, од чега око 20 на Далеком Истоку.

7. АНТИЦИКЛОНИ И ВРЕМЕНСКА СТАЊА У ЊИМА

Антициклон је потпуно супротан циклону. То је област са повишеним ваздушним притиском, са затвореним изобарама и максималним притиском у центру (сл. 114). Због незнатних хоризонталних барометарских градијената у антициклону дувају слаби ветрови, чија се брзина повећава са удаљавањем од средишта антициклона. Правац ветрова у антициклону је супротан смеру ветрова у циклону.

Сл. 114. — Нагиб изобарских површина и њихов пресек са Земљином површином — В висок ваздушни притисак, Н низак ваздушни притисак (по И. Г. Пчелку)

Разликују се 4 врсте антициклона.

1. Покретни антициклони који се крећу дуж ваздушног фронта између појединих циклона или узастопних циклона једне њихове се-

рије. Образује се у хладном ваздуху, иза хладног фронта. У западном делу антициклона, где ваздух долази са југа, температуре су више него у његовом источном делу, који добија хладнији ваздух из виших ширина.

2. Покретни антициклон на крају циклонске серије, знатно већи од првог, који се помера претежно у подневачком правцу и може да се претвори у тзв. квазистационарни антициклон или да се споји са њим.

Прве две врсте антициклона крећу се брзином од 30—40 км/час претежно од запада према истоку, са слабијом или јачом компонентом скретања према југу. У нижим ширинама њихове хладне ваздушне масе се постепено трансформишу, па се тако образују развијени суптропски антициклони.

3. Квазистационарни антициклони суптропских ширина су динамичког порекла. Попуњавају се антипасатским масама тропског ваздуха. Због тога је ваздух у њима топао не само при Земљиној површини због силазног кретања и динамичког загревања, него и у већим висинама.

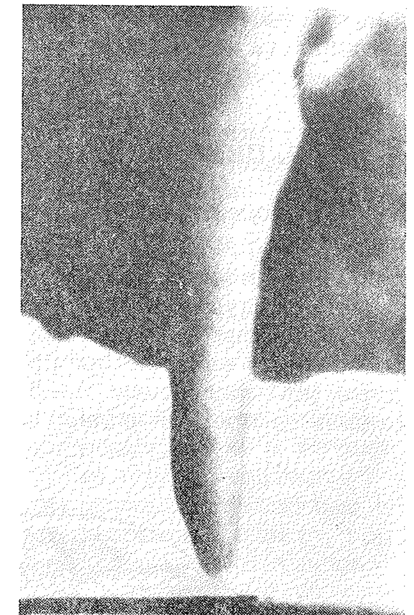
4. Квазистационарни антициклони вантропских ширина су термичког порекла. Они се изразито развијају зими у прехлађеној поларној и арктичкој области. Из ових антициклона долазе у јужније крајеве хладни таласи поларног и арктичког ваздуха.

Ваздух у тропосфери због постојања топлих квазистационарних антициклона топлији је у антициклонима у Европи за 7°C него у циклонима. Тропопауза је у развијеним антициклонима издигнута у виду куполе и око 2 км више од њеног средњег положаја, док је температура ваздуха у најнижим деловима стратосфере нижа од просечне.

Временске прилике у антициклону. — Обично се сматра да је у антициклону увек лепо време, али није тако. По временским приликама антициклони могу да се поделе у две групе. У првима, који су чешћи лети, време је ведро, а у другима, карактеристичним за зимски период, оно је претежно облачно.

Л е т и се у антициклону, при почетном ведром небу, ваздух све више загрева јер је дан дужи од ноћи и инсолација је већа од израчивања топлоте. Зато су температуре ваздуха све више и у атмосфери влада лабилно стање равнотеже — појављује се узлазно струјање ваздуха и настају кумулуси и кумулонимбуси. Из њих се излучују падавине, каткад у виду града. То су непогоде кратког трајања и локалног значаја. Понекад се појаве локалне олује и вихори. Међу последњима најпознатији су *торнеди* — најјаче вртложне олује. Они се обично појављују у континенталном тропском ваздуху или, у Сједињеним Америчким Државама, у тропском ваздуху који долази из правца Мексиканског залива. Торнеди причињавају огромне штете у САД, па чак и људске жртве. Ширина њиховог левка

(сл. 115), који се спушта ка земљи из тамних облака непогоде, износи до 300 м (изузетно и до 1600 м). Којипут у сусрет левку који се спушта, издиже се са земље мањи левак — вихор испуњен прашином или капљицама воде (ако полази са водене површине). Из једног облака може истовремено да се појави по неколико левака (или „труба"), али су они тада ужи. Торнедо се креће унапред брзином до 65 км/час, али у левку брзина струјања ваздуха достиже до 650 км/час или 167 м/сек. Они се појављују најчешће између 14 и 20 часова и у близини ваздушних фронтова. Нестају после приближно 350 км пређеног пута, остављајући на целој дужини узани појас опустошених шума, покиданих телеграфских линија, порушених кровова па и зграда. Ако се појави неколико мањих локалних депресија праћених непогодама и олујама летњи антициклон може да ишчезне и да се његова ваздушна маса укључи у систем атмосферске циркулације.



Сл. 115. — Типична труба при појави торнеда

Лети су у антициклону амплитуде температура ваздуха веома велике. Ноћу се могу образовати сумаглице, а понекад и приземне магле, које имају локално обележје и нестају убрзо по изласку Сунца.

З и м и се развијају постојани антициклони. Рефлектујући највећи део Сунчевог зрачења, снег посредно утиче на снижавање температуре ваздуха и повишавање притиска у антициклону. Ваздух је сув, а време у почетку ведро. Али, пошто су ноћи знатно дуже од дана, израчивање је веће од инсолације, те је температура ваздуха све нижа, чиме се повећава стабилност ваздушних слојева и самог антициклона. У току ноћи може доћи до кондензације водене паре у приземним слојевима и до формирања радијационе магле. Понекад Сунце растури овакву маглу, али се она касније одржава и у току дана, утичући тиме на снижавање и дневних темепратура ваздуха. Због силазног струјања ваздуха у антициклону и динамичког загревања ваздуха, образује се на извесној висини инверзија компресије. Ваздух у њој је топлији од нижег, који се расхладио од подлоге. Испод инверзионог слоја образоваће се облаци — углавном стратуси — те ће у антициклону настати тмурно и хладно време, које у унутрашњости континената (нпр. у сибирском антициклону) може да потраје по више седмица. За то време изнад релативно танких облака Сунце сија током целог дана, па су температуре виших слојева ваздуха, непосредно изнад инверзионог, за неколико степени више од приземног ваздуха.

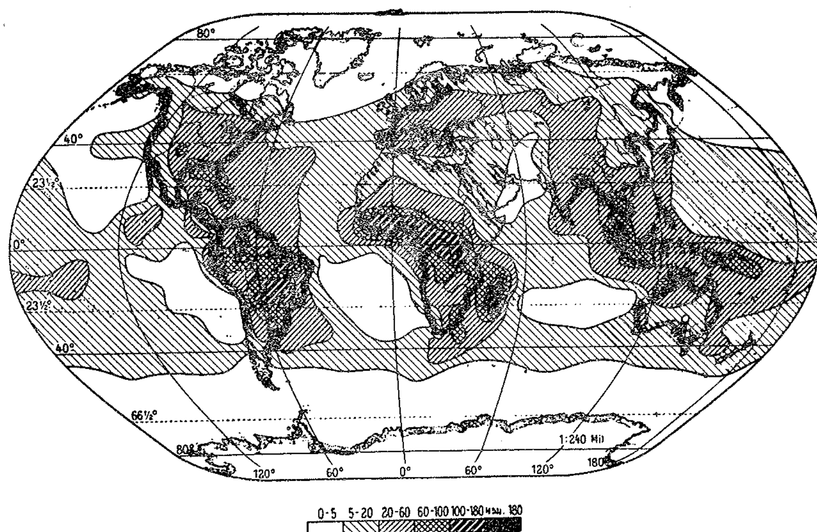
Азорски (суптропски) антициклон има највећи значај за временске прилике у западној и јужној Европи. Од њега се повремено одвајају

дугачки „клинови“ или тзв. азорска „језгра“ високог притиска. Они продиру на исток до Карпата, условљавајући претежно лепо и топло време.

8. НЕПОГОДЕ И ЊИХОВ ГЕОГРАФСКИ РАСПОРЕД

Непогоде су нагла погоршања времена. Разликују се две врсте непогода — термичке и фронталне.

Термичке непогоде су последица летње прегрејаности приземних ваздушних маса, њиховог наглог издизања, хлађења, кондензације водене паре и обилног излучивања кише и града, при чему долази и до електричног пражњења облака. Овакве непогоде не трају дуго, јер су локалне природе. Одмах по њиховом престанку успоставља се претходно лепо време.



Сл. 116. — Средњи годишњи број дана са непогодама на Земљиној површини

Фронталне непогоде се догађају на ваздушним фронтовима. Оне су изразитије на хладном фронту, где је смена времена праћена јаким ветром, обилним падавинама, градом или снегом, као и изненадним повишењем ваздушног притиска и снижавањем температуре. То је сасвим разумљиво ако се има у виду стварни облик масе хладног ваздуха која продире у топлу област; она нема облик танког положеног клина, како се раније сматрало, него облик тупог клина или тзв. „главе“ (сл. 91). Она нагло потискује топли ваздух навише, унапред и унатраг. Због тога се на хладном фронту и догађају жестоке непогоде.

На топлом фронту непогоде су слабије од оних на хладном. Оне се појављују изненада — када се приземни топли ваздух, засићен воденом паром, нагло издигне у вис и из образованих облака излуче обилне падавине праћене грмљавином.

Фронталне непогоде су распрострањеније од термичких, али их скоро никада нема у тропском појасу. Већина непогода јавља се на копну и у поподневним часовима, а на мору после поноћи. Сем тога, њих је више на копну него на мору. У неким планинским местима догађају се по две-три непогоде за 24 часа. Међутим, при проучавању непогода не узима се њихов укупан број, већ само број дана са непогодама.

А. В. Клосовски је проучавао географски распоред непогода и израдио карту на којој је приказао њихову учестаност (сл. 16). Анализа те карте указује да се *учестаност непогода, по правилу, смањује од полутарских области према поларним.* То је сасвим разумљиво, јер је за појаву непогода неопходна висока температура и велика влажност ваздуха, а обе вредности се смањују са повећањем географске ширине. Око поларница непогоде су веома ретке. Међутим, има и области у нижим ширинама са врло ретким непогодама. Такве су, пре свега пустињске области у Северној Африци, Арабији и Средњој Азији, у којима је ваздух веома сув.

Просечан број дана са непогодама износи у екваторијалном појасу 100—150, у тропском 75—100, у средњим ширинама 30—35 дана, а око поларница само неколико дана годишње. Постоје места у којима је број дана са непогодама знатно већи од указаног просека. Тако нпр. број дана се непогодама у једној години износи просечно: у Гондару (Јужна Етиопија) 230, Бизмарксбургу (у унутрашњости Тогуа) 168, у Бајтензоргу (на Јави) 167, у Џакарти 138, у Мексику 137 итд. У Европи највише дана са непогодама имају планинске области; њихов број достиже у Алпима до 40, на Карпатима и Кавказу 35 дана годишње итд. У равницама је мање непогода — у Западној Европи 20—25, Средњој 25—30, а у централним областима европске територије СССР-а 18—25 дана годишње, док иза Урала, у Западно-сибирској низији број дана са непогодама у току једне године износи 10—12.

У Југославији годишњи број дана са непогодама углавном се смањује од севера ка југу и од запада према истоку. То указује да су непогоде у нашој земљи претежно у вези са пролазом циклона по путањима V_b и V_c, те су више фронталне а мање термичке природе. Годишњи број дана са непогодама у Југославији износи: у Истри 17—39, Словенији 15—36, северној Хрватској 16—45, Босни 9—28, Херцеговини 7—31, Црној Гори 6—40, у Приморју 15—36, у Војводини 13—32, у Србији 14—34 (у Београду просечно 21), на Косову и Метохији 7—20 и у Македонији 10—30. И код нас су непогоде знатно чешће на планинама него у низинама — у Шкаљарима (20 м а. в.) годишњи број дана са непогодама износи 24, а у Црквицама (1097 м а. в.) 35 а на Голом Врху (1308 м а. в.) 43. Најзад треба истаћи, да се годишњи број дана са непогодама на Приморју смањује ка југу, али се број зимских дана са непогодама повећава у истом правцу — од 0,7 у Горици до 9,5 дана на Голом Врху. Те непогоде настају на судару топлих и хладних ваздушних маса, па оне, према томе, припадају групи фронталних непогода (по П. Вујевићу).

ПЕТА ГЛАВА

КЛИМА

1. ДЕФИНИЦИЈА КЛИМЕ

У многим уџбеницима даје се дефиниција климе коју је изложио аустријски климатолог Ј. Хан (J. Hann) у свом познатом делу „Handbuch der Klimatologie“ (1893.): *„Клима представља скуп свих метеоролошких елемената, који карактеришу средње стање атмосфере на разним тачкама Земљине површине, нарочито у њиховим односима према органском свету“*. Ову дефиницију прихватио је у целини и један од најистакнутијих географа Француске, Ем. де Мартон (Emm. de Martonne), а међу нашим географима Ј. Цвијић и П. Вујевић, који су студирали код Хана, као и њихови многи ученици (П. Јовановић, Б. Ж. Милојевић, С. М. Милојевић, М. Милосављевић и др.).

Један од водећих совјетских географа, Л. С. Берг дао је дефиницију климе сличну Хановој у уџбенику „Основы климатологии“ (1938.): *„Под климом треба разумети средња стања разних метеоролошких појава (или атмосферских процеса или особености ваздушних маса), уколико се то средње стање испољава на животу биљака, животиња и човека, а такође и на типу тла“*.

Треба истаћи да у природи не постоје „средња стања“ ни атмосфере, како је истицао Хан, нити разних метеоролошких појава, како је указивао Берг. Дате дефиниције приказују једнострани утицај климе на живи свет, али не и живот света и осталих компонената географске средине на климу. Такво једнострано схватање климе, без њене дијалектичке повезаности са свим осталим компонентама географске средине, типичан је пример метафизичког прилажења проучавања једне од најзначајнијих компонената природе.

У савременој климатологији појам климе се све више везује за вишегодишњи режим времена. То су запазили и неки ранији географи и метеоролози, нпр. А. И. Војејков (1884.) и В. Кепен (W. Köppen, 1900.). Последњи у раду „Grundriss der Klimakunde“ пише да *„под појмом климе подразумевамо средња стања и уобичајене промене времена у датом месту“*.

Француски климатолог Ж. Сансон (J. Sanson) у изванредном раду „Climatologie appliquée“ (1943.) указује најпре да је појам времена јасно дефинисан, а затим да *„клима представља скуп свих проматраних времена, не узимајући у обзир тренутке у којима су она реализована“*. Први део Сансонове дефиниције климе је добар, међутим, у њеном другом делу је очигледан недостатак; да би се објаснио ток времена, зашто је оно било управо такво, а не

друкчије морамо га довести у везу са стањем циркулације топлоте, влаге и атмосфере баш у одређеним тренуцима, да бисмо запазили како се и због чега једно време смењује другим. Управо таквом схватању дефиниције климе допринео је највише совјетски климатолог Ј. Фјодоров (Е. Федоров) у раду „Климат как совокупность погод“ (1925.), који је иначе дао теоријске основе комплексне климатологије.

У исто време када и Фјодоров, појављују се и радови тројице америчких климатолога, у којима они дају анализу климе, полазећи од појма времена. Ф. Ц. Хове (F. C. Howe) објављује рад „The sommer and winter weather of selected cities in North America“ (1925.), Е. Џ. Суицер (E. J. Switzer) рад „Weather types in the climates of Mexiko, the Canal Zona, and Cuba“ (1925.) и С. Е. Николс (S. E. Nichols) „A classification of weather types“ (1925.) и „Frequencies of weather types at San José, California“ (1927.); сви радови су објављени у стручном часопису „Monthly weather review“.

У новијим радовима наилазимо све јасније дефиниције климе. Ј. С. Рубенштејн и О. А. Дроздов у уџбеник „Курс климатологии“ (1952.) дају следећу дефиницију климе: *Просек карактеристичних временских процеса, који су проузроковани Сунчевим зрачењем, особинама подлоге и атмосферском циркулацијом, која је зависна од њих“*. С. П. Хромов и Л. И. Мамонтова у приручнику „Метеорологический словарь“ (1963.) дали су нешто опширнију дефиницију климе: *„Клима — укупност атмосферских услова (услова времена), карактеристична за свако место на Земљи због његовог географског положаја, која се мења током године, која се колеба у одређеним границама из године у годину, али се врло мало мења од једног према другом вишегодишњем периоду“*.

Совјетски климатолог А. А. Борисов дао је у једном раду 54 дефиниције о појму климе и указао да свака од њих има по неки недостатак. Сматрамо да за сада највише одговара дефиниција коју је предложио совјетски климатолог Б. П. Алисов у уџбенику „Курс климатологии“ (1952.): **„Клима је законита наизменичонст метеоролошких процеса, одређена комплексом физичко-географских услова, која се испољава у многогодишњем режиму времена, осматраном у одређеном месту“.**

2. СОЛАРНА И ФИЗИЧКА КЛИМА

Када би Земља била хомогена, тј. да се састоји или само од воде или само из равног копна и да нема атмосфере, онда би и клима на њој зависила само од Сунчевог зрачења и Земљиног израчивања топлоте. Пошто је *интензитет Сунчевог зрачења на Земљиној површини Сразмеран косинусу географске ширине* (Ламбертов закон), у таквом случају изотерме би се поклапале са упоредницима, а све климатске појаве мењале би се правилно и из дана у дан сваке године биле би једнаке. Таква клима се назива **соларна**[1]) или **математичка клима.**

Соларна клима не постоји, јер је Земљина површина нехомогена и има атмосферу. Под утицајем географских фактора соларна клима се

[1]) Од латинског Sol — Сунце, тј. сунчана клима.

мења у **физичку** или **реалну климу.** Најзначајнији георафски фактори климе су: географска ширина, висина изнад нивоа мора; расподела копна и мора; рељеф копна; океанске струје; биљни, снежни и ледени покривач, као и делатност људског друштва.

Географска ширина условљава (због Земљиног лоптастог облика) појаву у зоналности Сунчевог зрачења, из чега следи и извесна зоналност у расподели температуре ваздуха (сл. 16, 17, 18 и 35, 36 и 37). Последња зависи и од услова циркулације атмосфере. Па и сама општа циркулација атмосфере има одређени степен зоналности (условљен од зоналне расподеле топлоте). У вишим географским ширинама и на већим надморским висинама слаби утицај географске ширине у фактора који зависе од особина подлоге; зато се у вишим ширинама и на већим висинама запажа изразитија зоналност него изнад самог тла.

Надморска висина делује посредно: ваздушни притисак опада с висином, повећава се интензитет Сунчевог зрачења и ефективног израчивања, снижава се температура, смањује влажност, ветар често мења брзину и правац: поред тога у планинама се мењају облачност и падавине, које најпре расту, а од извесне висине њихова количина се смањује. Стога су различити климатски услови у равницама, односно у низији и на планинама. Чак и у једном планинском венцу климатски услови могу бити разнолики.

Промене са висином настају много брже од промена у хоризонталном правцу — оно што се догоди при промени висине за неколико километара, догађа се при кретању у подневачком правцу на растојањима од више хиљада километара. Вредност метеоролошких елемената, а са њима и климатских услова, мења се веома брзо са висином. Последица тога је постојање *вертикалних климатских зона* и одговарајућих биљних катова. У нашим крајевима вегетација се смењује са порастом висине следећим редом: најпре су листопадне шуме, изнад њих су четинарске, а потом долази жбуње, па алпска травна вегетација, која нестаје на већим висинама прелазећи у појас сталног снега и леда.

Расподела копна и мора је веома значајан географски фактор климе. У зависности од положаја неког места у односу на обалску линију говори се о његовом степену континенталности, да ли му је клима маритимна или континентална итд. Запажена је повезаност распореда копна и мора на једној,са центрима ниског и високог ваздушног притиска на другој страни. У умереним ширинама над копном зими је висок, а лети низак ваздушни притисак. Субтропска зона високог ваздушног притиска лети се „кида" изнад континената, где због прегрејаног тла преовлађује узлазно струјање ваздуха или са мора на копно. Тако расподела копна и мора битно утиче на циркулацију атмосфере, а тиме и на расподелу климтских услова на Земљи.

Рељеф има велики утицај на климу не само надморском висином, већ и својим облицима. Високи плански венци отежавају продор хладнијих ваздушних маса из виших у ниже ширине, а понекад то потпуно спрече (сл. 100). У њима постоје посебни локални ветрови — долински (дневни) и планински (ноћни). На присојним и осојним падинама је различит термички режим, због чега је различита влажност тла и вегетације. Планине утичу на поремећај ваздушних струјања и имају својствене облике облака.

Океанске струје својим топлим или хладним водама изазивају велике разлике у термичком режиму мора, утичући тиме и на температуру ваздуха и циркулацију атмосфере. Топле струје доносе вишим географским ширинама огромне количине топлоте, коју одају израчивањем хладнијој атмосфери (пример Голфске струје). Изнад хладних океанских струја често су магле (нпр. Њуфаундленда). У пасатској зони изнад хладних струја нема конвективног струјања ваздуха, што утиче на јако смањење облачности и на појаву прибрежних субтропских пустиња.

Биљни, снежни и ледени покривач имају неједнако деловање. Густа вегетација смањује дневне амплитуде температуре тла као и њену средњу величину. Посредно она утиче и на температуру ваздуха. Такође је значајан тип вегетације — трава, шума — каква и које старости. Ипак, утицај вегетације није велики, изузев за микроклиму.

Снежни покривач делује као топлотни изолатор; он смањује израчивање топлоте, али због великог албеда јако умањује радијацију, па је ваздух изнад снежног покривача прехлађен. Стога су изнад већих снежних површина зими честе инверзије температура ваздуха. Оне су редовна појава изнад значајнијих ледених површина чак и лети. Због албеда снежних површина дифузна радијација у вишим ширинама сачињава 8—100% глобалног зрачења (сл. 10 и 11).

Људска делатност се изражава посредно на климу. Она је у основи негативна, јер се испољава у погоршавању климатских услова, насталих после уништавања шумског покривача на већим површинама, избацивањем у атмосферу огромних количина штетних гасова (индустријска постројења и градови) и нерационалним коришћењем земљишта, после чега се често мења врста подлоге, од које ваздух прима топлоту.

Делатност људског друштва своди се практично на микроклиму. Последњих година наука је успела да нађе начине да побољша микроклиму. Та настојања, усмерена на побољшавање микроклиме названа су *мелиорације климата.* За њих је највише заинтересована пољопривреда, пошто је један од основних задатака мелиорација климата продужавање вегетационог периода у крајевима која имају кратко лето, као и продужавање периода без мразева. Вегетациони период се продужује убрзавањем отапања снежног покривача, тиме што се снег посипа тамнијим материјама (најбоље пепео), које апсорбују Сунчево топлотно зрачење. Такав начин рада продужује вегетациони период на Камчатки за 30 дана. У исту сврху служи и исушивање мочвара и примена стаклених башта. Велика вештачка језера делују на климу као и природна велика језера; у сушним крајевима њихово деловање је увек позитивно, а у умерено влажним понекад делују и лоше на климу уже околине (повећава се брзина ветра, број дана са маглом и др.).

3. КЛИМАТСКИ ПОЈАСЕВИ

Земљина површина је подељена на пет климатских појасева; то су:

Жарки појас — између повратника. У њему је Сунце два пута годишње у зениту изнад сваког места. Зрачење је велико и прилично уједначено, а с тим у вези је у ваздуху увек велика апсолутна влага. Годишње амплитуде температуре су мале, па су годишња доба у нашем смислу непозната појава. Али, у овом појасу, у вези са привидним кретањем Сунца између повратника, постоје кишна доба; она почињу при зениталном стању Сунца, а касније их смењују сушна доба (у којима су падавине ређе).

Два умерна појаса — између повратника и поларница обеју ширина. У овим појасевима Сунце никада није у зениту, али једном годишње достиже највиши положај; тада почиње *лето* на одговарајућој полулопти. Када Сунце доспе у најнижи положај почиње *зима* одговарајуће полулопте. Између ова два екстремна годишња доба постоје и два прелазна — *пролеће* и *јесен*.

Умерени појас се простире у ширину од 43°06' тј. око 4800 км. Због толиког пространства у меридијанском правцу постоје у њему велике разлике у годишњем току температура, те се у њему издвајају *три споредна климатска појаса — субтропски, умерени* (у ужем смислу) и *субполарни*.

У субтропском појасу прелаз из зиме у лето и обратно је поступан, и у субполарном он наступа нагло. У тим споредним климатским појасевима нема изразитог пролећа и јесени. Само у правом умереном климатском појасу су изразита сва четири годишња доба.

Два хладна појаса — између поларница и полова. У њима не постоји нормална подела 24-очасовног дана на дан и ноћ. Инсолација је сконцентрисана на летњу, а радијација на зимску половину године. Због великог израчивања топлоте у току дуге поларне зиме тле је јако прехлађено и до извесне дубине замрзнуто; пролећно загревање је незнатно због мале висине Сунца изнад хоризонта, а поред тога највећи део топлоте се утроши најпре на отапање снежног покривача и леда. Због тога се дешава да се минималне температуре ваздуха у хладним појасима појаве на северној полулопти у марту или априлу, а на јужној у септембру односно октобру у току лета загревање је појачано, али је оно ипак прохладно и кратко, док је зима веома хладна и дуга. У хладним појасима нема прелазних годишњих доба: лето нагло прелази у зиму и обратно.

4. ТЕМПЕРАТУРНИ ПОЈАСЕВИ

Изложену поделу Земљине површине на 5 климатских појасева дали су још антички грчки географи. У њој се даје искључиво расподела Сунчеве инсолације по географским ширинама. Стога ова подела има претежно одлике соларне или математичке климе. Међутим, карте изотерми (сл. 35, 36 и 37) показују да на расподелу температура ваздуха (и тла) на Земљи утичу још и климатски модификатори. Зато је А. Супан предложио поделу Земљине површине на 5 *температурних појасева*. То су:

Топли појас лежи с обе стране полутара и према половима је ограничен годишњом изотермом од 20° С. Овај појас је шири на континентима а ужи на океанима (због утицаја хладних морских струја). Његове границе представљају истовремено и поларне границе палми и пасатских ветрова.

Два умерено топла појаса између годишњих изотерми од 20° С и изотерме од 10° С најтоплијег месеца одговарајуће полулопте. И последња изотерма на континентима лежи ближе половима, те су ови појасеви шири на копну него на мору. У фитогеографском погледу она је значајна као поларна граница шума и жита.

Два хладна појаса између полова и изотерме од 10° С најтоплијег месеца одговарајуће полулопте.

Процентуални однос између величина климатских и температурних појасева на целој Земљиној површини дат је у таб. 37.

Табл. 37. — Климатски и температурни појасеви у процентима Земљине површине

ПОЈАС	Величина појасева у % Зем. површине		Разлика у %
	Климатски	Температур.	
Топли (жарки)	39,5	48,0	8,5
Умерени	52,0	35,5	−16,5
Хладни	8,5	16,5	8,0
Свега	100,0	100,0	0,0

Према томе, по Супановој подели Земљине површине на температурне појасеве топли појас је повећан за 8,5%, умерени је смањен за 16,5%, док су хладни повећани за 8%.

5. ПОЈАМ О МАКРОКЛИМИ, МЕЗОКЛИМИ И МИКРОКЛИМИ

Када је реч о клими, онда се мисли на вишегодишњи режим времена. Она представља једну од физичко-географских одлика предеоне целине, њену веома значајну компоненту. Клима утиче на делатност људи — на специјализацију пољопривредне производње, географски размештај индустрије, на копнени, водни и ваздушни саобраћај итд. Према потребама клима се може проучавати у планетарним размерама, у локалним и микроразмерама, па се стога говори и о макроклими, мезоклими и микроклими.

Макроклима се односи на климу у планетарним размерама — на климу Земље, као и на климу већих предеоних целина — тундре на неком континенту, неке веће степске области, неке веће пустиње или климе изнад неког већег мора или океанске области итд. Проучавања макроклиме се заснивају на резултатима вишегодишњих осматрања стандардних метеоролошких станица које се налазе на проучаваној

територији (када се ова односе на предеоне целине), а иначе раде по стандардним мерењима и проматрањима метеоролошких елемената и појава.

Макроклима се односи и на климу појединих земаља. Постоји већи број радова у којима се разматра клима Земље, али су они објављени већином на енглеском, немачком и руском језику. На нашем језику у уџбенику „Климатологија“ М. Милосављевића (1963.) изложене су у VII глави климатске карактеристике појединих континената (без приказа климе изнад Светског мора), а у VIII глави клима Југославије.

Мезоклима или **локална клима** се односи на климу мањих предеоних целина, као што су: крашко поље, котлина, већа речна долина (у попречном пресеку), шумски комплекс, језеро и његова ужа околина, град итд. Мезоклима сваке од набројаних предеоних целина представља једну од многобројних компонената макроклиме. При проучавањима мезоклиме користе се не само резултати осматрања стандардних метеоролошких станица, које леже у границама проучаване територије или у њиховој близини, него и резултати привремених специјалних метеоролошких станица. Ако се нпр. проучава клима неког града, онда се специјалне метеоролошке станице поставе на карактеристичним тачкама у граду: у најнижим и највишим зонама града, у његовим густо и слабије насељеним деловима, у близини железничких станица или већих индустријских комплекса, у близини реке или језера, у већим парковима итд. Сем тога, користе се и тзв. маршрутна снимања — мерење вредности неких метеоролошких елемената на одређеном профилу за што краћи период времена (10—20 минута) помоћу посебно опремљених возила.

Највећи број климатолошких радова односи се на радове о локалној клими. Таквих радова има и на нашем језику. Поменимо рад П. Вујевића „О поднебљу Хвара“ (1927—1932.), Милосављевићев „Климатске особине Топличке котлине“ (1955.) и др.

Микроклима се односи или на проучавање климе малих површина, као што су нпр. шумски пропланак, шумски заштитни појасеви и поља између њих, падина неког брда, мало језеро, поједини делови града идт., или на приземни слој ваздуха нижи од два метра. За последња проучавања највише је заинтересована пољопривреда. Особености микроклиме неке територије најизразитије су у најнижем, приземном слоју ваздуха и при јасном и тихом времену. При облачном и ветровитом времену и на висини од неколико метара изнад тла особености микроклимата, запажене при јасном и тихом времену, јако се мењају, а често и сасвим нестају. Амерички климатолог Торнтуајт (Thornthwaite) увео је за микроклиму израз топоклима.

Микроклима се односи и на климу агеографских величина, као што су нпр. клима у складишту, хладњачи, у бродском складишном простору, у становима, радним просторијама итд., затим клима листа или цвета неке биљке, круне дрвета, мравињака итд.

Микроклиматска проучавања заснивају се на подацима осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико привремених станица смештених на карактеристичним тачкама проучаване територије. Али, ако се ради нпр. о проучавању микроклиме неког цвета, примењују се посебне методе мерења неких метеоролошких елемената (пре свега интензитета Сунчевог зрачења, температуре ваздуха и његове релативне влажности).

Микроклиматска проучавања су веома развијена у САД, Немачкој, СССР, Бугарској итд. На страним језицима постоји велики број радова у којима се разматрају особености микроклиме у неком крају, на неком објекту итд. У радовима објављеним на нашем језику нема комплексних студија микроклиме, него се у већини разматрају вредности једног метеоролошког елемента у приземном слоју ваздуха.

*

Треба посебно истаћи да се у пракси веома често под микроклимом обухватају мезоклима (топоклима) и микроклима. Л. Понсле (L. Poncelet) је предложио величину простора која би се односила на мезоклиматска и микроклиматска проучавања; у прва убраја територије са пречником од 1—100 км, а у друга од 0—1 км. Према томе, клима градова спадала би у мезоклимате, док многи географи и климатолози климу градова убрајају у микроклимате.

ШЕСТА ГЛАВА

ДЕЛОВАЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА И КЛИМЕ НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА

Организам човека, као биљака и животиња, веома је подложан утицају климатских елемената. Стога се треба укратко упознати са њиховим појединачним деловањем, њиховим индикацијама[1]) и контраиндикацијама[2]).

1. ДЕЛОВАЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА

Утицај инсолације. — Ултраљубичасти зраци су најпроменљивији део спектра Сунчевог зрачења. При повишењу Сунца изнад хоризонта од 15 на 60° интензитет овог зрачења се повећава скоро за 20 пута, док се целокупно Сунчево зрачење повећа свега за 20%. Интензитет ултраљубичастог зрачења се нагло повећава са порастом висине — на сваких 100 м за 3—4%.

Ултраљубичасти зраци делују на микрофлору спољне средине човека. Они смањују вирулентност низа микроорганизама, а неке и уништавају. Према томе, они делују бактерицидно. Да би се схватио сав значај ултраљубичастих зракова за здравље човека треба се подсетити да је ваздух пун микроба, нарочито у просторијама које су доступне већем броју људи, а уз то немају довољно инсолације. Чак и у болницама, где се чистоћа одржава на највећој висини, садржај бактерија у 1 $м^3$ ваздуха креће се од 5.100 (у јуну) до 23.100 (у децембру). Очигледно је да је мањи број бактерија у јуну последица интензивнијег деловања ултраљубичастих зракова и већег проветравања просторија.

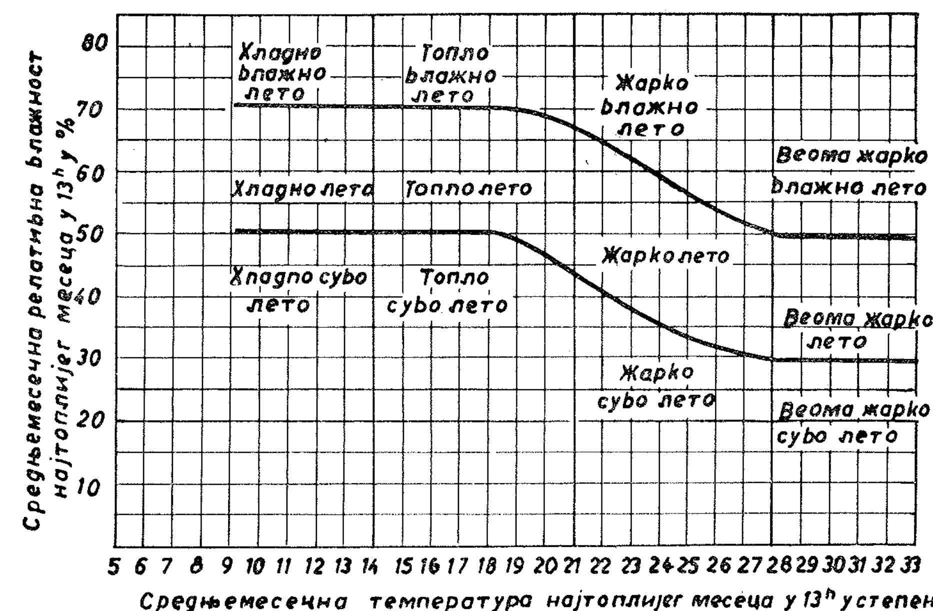
Дуже излагање тела деловању ултраљубичастог зрачења изазива опекотине. Приближни прорачуни показују да бледо-ружичаста боја коже тела, настала при сунчању, указује да је у кожи уништено око 12 милиона ћелија. Разумљиво је да ће се њихов број све више повећавати, уколико је дуже задржавање незаштићеног тела на сунцу. Ипак, човеков организам се прилагодио и у стању је да се заштити од разарања које му прети од ултраљубичастих зракова: пликови епидермиса, настали при дужем сунчању, апсорбују све утраљубичасте зраке са таласним дужинама краћим од 325 мк. Међутим, инфрацрвени зраци продиру у организам до 4 cм (55, 70).

[1]) Од лат. indicatio — потреба да се на основу одређених знакова болести или околности примени нека терапија која ће благотворно деловати.
[2]) Од лат. contraindicatio — околности које утичу да је начин неког лечења нецелисходан.

Ултраљубичасти зраци утичу и корисно на организам човека. Они изазивају пигментацију коже и убрзавају зарашћивање рана (отуда брже оздрављење болесника после операције или рањеника ако леже поред отворених прозора).

Сензибилна температура[1]) зависи много од влажности ваздуха, односно од могућности испаравања тела — знојења. У нормалним условима тело излучује одређену количину зноја, али, ако се тај процес поремети, настају нелагодни осећаји организма. Када је температура ваздуха релативно висока, а знатан садржај влаге у ваздуху, човек осећа да му је све топлије и просто загушљиво (сл. 117). Он не одаје топлоту знојењем, мада му је кожа влажна; такво временско стање називамо *оморином*. Међутим, човек ће лако поднети знатно вишу температуру, ако је мањи садржај влаге у ваздуху, јер ће топлоту губити обилним знојењем: при испаравању једног литра зноја тело изгуби 580 ккал.[2])

За Европљане који одлазе на рад у земље са тропскм климатом нагла промена поднебља изазива осећаје сувишне топлоте, апатију, опадање апетита и радних способности. Смањује се крвни притисак, а пулс повећава до 140—150 удара у минуту, температура тела повишава



Сл. 117. — Физиолошки осећаји организма здравог човека лети при различитим температурама ваздуха (у 13 часова) и релативној влажности ваздуха (у 13 часова) најтоплијег месеца

[1]) Од лат. sensibilis — осетљив.
[2]) Постоје чињенице које указују да при сасвим малој релативној влажности човек може да издржи температуру чак и до 140°C. То се објашњава појавом да се при толико високим температурама тело брзо прекрије обилним знојем, а његово испаравање окружује тело „заштитним облаком" паре (5, 59).

се до 38° C, знојење је веома интензивно — више од једног литра зноја у току часа, док људи пију до 10 литара воде дневно. У таквим условима процес аклиматизације здравог човека траје 1—1,5 месец, док потпуна аклиматизација белаца у тропима наступа тек после неколико година (*5*, 57).

Оптимални услови за људски организам су следећи (*63*, 186):

Релативна влажност у %	Оптимални осећаји настају при следећим температурама:		
	без ветра	ветар 1 м/сек	ветар 2 м/сек
100	17,8	22,6	25,3
80	19,0	23,5	26,2
60	20,1	24,4	27,0
40	21,4	25,5	27,8
20	23,2	26,6	28,7

Утицај влажности ваздуха. — По мишљењу специјалиста најповољнији услови за живот човека били би: релативна влажност која би се кретала око 60% и температура ваздуха око 22° C. Такви услови су прилично ретки у природи. Они се могу постићи коиндицирањем ваздуха у просторијама.

Влажна врућина се тешко подноси због смањења моћи довољног испаравања, знојења, што изазива пораст температуре тела. Она чак и код здравих особа отежава дисање, а понекад изазива муку, док оболели од крвних судова и јетре имају тада веће сметње.

Влажна хладноћа олакшава појаву реуматизма, душичног бронхитиса и упалу грла.

За време магле тело има појачано осећање хладноће, јер се капи магле при додиру са кожом, која има вишу температуру од ваздуха, испаравају и тако је хладе. Магле су значајне због повећавања грудних обољења. Оне погодују ширењу грипа, а нарочито богиња.

Утицај падавина. — Киша и снег прочишћавају ваздух од честица дима, прашине и бактерија које лебде у ваздуху. Оне могу посредно да инфицирају тело: епидемије тифусне грознице јављају се најчешће после већих и дужих падавина. Запажено је, међутим, да се смртност смањује током кишног периода.

Неке болести су учестаније или се теже подносе за време пролаза ваздушних фронтова, када се излучују фронталне падавине. То су управо случајеви дифтерије душника, реуматичних криза, неуралгија и напади еклампсија. Изгледа да се под истим условима појављује и пнеумонија, астма, епилепсија и мигрена. Продори хладног ваздуха праћени падавинама изгледа да утичу на ток болести извесних жлезда (тироидна, панкреаса и др.).

Утицај ваздушног притиска. — Речено је да је нормални ваздушни притисак на нивоу мора (при температури од 0° C и на 45° г. ш.) 760 мм Hg или 1013,3 мб. Он је просечно виши у приморју него у унутрашњости копна. Са физиолошког гледишта значајна су колебања барометарског притиска. Она су најизразитија при пролазу ваздушних фронтова.

Нагли пораст ваздушног притиска може да буде веома опасан код еклампсија. Висок ваздушни притисак успорава дисајне покрете, условљава дубље удисање, повећавајући тако количину апсорбованог кисеоника, при том се повећава број црвених крвнх зрнаца и њихов садржај у хемоглобину, а смањује могућност појава плућне конгестије (сувишног прилива крви).

Нагло опадање ваздушног притиска повећава могућност поремећаја у крвним судовима паралитичара, искашљавање крви и повишење температуре код плућне туберкулозе, погоршава крварење, неугодно делује на ток породиљске грознице и тешких трбушних криза код жена, појачава болове реуматичара, изазива посебне неугодне тешкоће код срчаних болесника и др.

Висок ваздушни притисак дужег трајања у јесењим и зимским месецима, праћен густим маглама на већем простору, често је праћен епидемијама грипа.

Утицај ветрова. — Ветрови утичу различито на организам здравих и оболелих особа. Умерени ветар подстиче дисајне покрете, док их јак смањује. Поред брзине значајна је још температура и влажност његове ваздушне масе.

Суви и северни ветрови утичу лоше на туберкулозне болеснике (понекад повећавају искашљавање крви). Њима су, по патолошком дејству, слични источни ветрови. Јужни ветрови, засићени воденом паром, изазивају знатне тешкоће у дисању, учесталу главобољу, а при вишим температурама и осећај гушења, као и општу тромост мишића. Јаки ветрови са мора раздражују осетљиве нервозне особе.

Умерени ветрови са мора, прелазећи преко пространих водених површина, стичу на свом дугом путу термичку постојаност и влажност. Они повољно делују на активирање функција коже и циркулацију крви, отклањању потешкоћа од сувишног испаравања и делују умирујуће на нервни систем раздражљивих особа. Такав ветар на нашем приморју је маестрал.

2. ДЕЛОВАЊЕ КЛИМЕ НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА*)

У досадашњем излагању истакнут је утицај појединих климатских елемената на човеков организам. Међутим, климатски елементи се не појављују изоловано, већ делују комплексно — неки позитивно, а други неповољно на здравље или продубљавају кризе организма.

У даљем излагању истаћи ћемо укратко физиолошко деловање приморске и планинске климе.

Приморска клима обухвата елементе две врсте: подражујуће (стимулативне) и умирујуће (седативне).[1])

---

*) Клима је у овом одељку схваћена као режим типова времена, као реална компонента географске средине, а не по средњим стањима климатских елемената.

[1]) По Ј. Сансону (*63*, 175—187).

Подражујући елементи су: ветар — који делује „масажом“ и хлађењем коже; светлост — која снажно подстиче физиолошке процесе; јонизација ваздуха — која повољно утиче на осмотичке размене; кретање валова — чије посматрање држи на опрезу нервни систем.

Главни умирујући елементи су: релативна једноличност температуре ваздуха, прилично уједначена релативна влажност и релативна стабилност ваздушног притиска.

Приморска клима је утолико мање подражујућег деловања, уколико јој је температура блажа, постојанија и уколико су насеља заштићенија од копнених ветрова.

Подражавања организма су усмерена на рад срца и величину удисања ваздуха, мокрење, дисање порама, мускуларну активност и повећање броја црвених крвних зрнаца. Отуда повећање апетита и боља асимилација, које могу да потрају и извесно време после напуштања приморја.

Јадранско-медитеранска клима. — Као залив Средоземног мора, Јадран продире дубоко у унутрашњост европског копна. Стога је његово поднебље изложено већим континенталним утицајима, нарочито у Северном приморју. Оно се делимично разликује од праве медитеранске климе, јер представља њену посебну варијанту.

Јадранско-медитеранску климу карактеришу својствени типови времена. У хладном делу године смењује се *суво и хладно време,* када са нашег копна дува сува и хладна бура, и *влажно прохладно време,* када са мора дува југо. У топлијем делу године преовлађује *ведро и топло време,* када са мора дува освежујући маестрал.

Хладнији период године сачињавају месеци са средњом месечном температуром ваздуха нижом од 10°C. Он траје само на најсевернијем делу нашег Приморја пет месеци (Копар), на већем делу Кварнерског приморја четири месеца, на средњем делу приморја, сем острва, три месеца, док на средње-далматинским острвима и у Јужном приморју хладни период траје само два месеца.

Топлији период године обухвата месеце са средњом месечном температуром ваздуха вишом од 10°C и он траје 10 месеци на Јужном, а 7 месеци на Северном приморју. Месеце са средњом месечном температуром између 10 и 20°C означавамо као *умерене,* док су они са температурама изнад 20°C *топли (66).* На северном приморју су само три топла месеца — јун, јули и август, а почев од Малог Лошиња према јулу су четири топла месеца — поред летњих и септембар.

Инсолација је у свим местима на Јадранском приморју већа од 2100 часова годишње. Она је најмања у децембру (2,2 до 3,2 часа дневно), а највећа је у јулу (9,2 до 12,3 часова дневно).

Температура ваздуха је зависна од инсолације. Њене средње месечне вредности више су у зимским месецима од 5° (на Јужном приморју су и изнад 8°C), а у летњим изнад 20°C.

Релативна влажност ваздуха је претежно већа од оптималних услова за угодан боравак и активнију делатност. У летњим месецима она је веома блиска оптималним вредностима.

Падавине се излучују скоро искључиво у виду киша. Максималне месечне падавине на Северном и Средњем приморју су у октобру и новембру, а на Јужном у децембру. Минималне количине падавина су у летњим месецима, најчешће у јулу; август је мање кишан од јуна.

Јадранско-медитеранска клима је по комплексном деловању на људски организам претежно подражајна (од половине јесени до половине пролећа) и умирујућа, а по осећају топлоте незнатно хладна (само на Северном приморју), а претежно свежа (зими), блага (у пролеће и у јесен) и топла (лети) *(66).*

Поређењем климатских елемената утврђено је да је поднебље Хвара, Виса, Ластова и Црногорског приморја боље од климе познате Азурне обале, док је поднебље Динарског приморја у целини много боље од климе у приморју Бискајског залива и дуж португалских обала. Само три приморја на северним обалама Медитерана имају бољу климу од динарског: шпанско, тиренско и егејско *(24).*

Јадранско-медитеранска клима делује повољно на особе оболеле од рахитиса, анемије, лоше асимилације, лимфних жлезда, шкрофулозе, извесних неурастенија са ослобљеном експлозивношћу, неурастенија од детињства и доба пубертета, извесних кожних обољења (шкрофуло-туберкулоза, лупус који није гнојав, хроничне копривњаче), диспепсије (поремећаји у варењу) и уопште за реконвалесцентне и потиштене особе. Али, ова клима се не може препоручити за већину нервозних особа, а у принципу никако за оболеле од плућне туберкулозе, акутне реуматичаре, особе са оболелом јетром и срчаном маном *(63,* 182).

Планинска клима јача организам и подстиче размену материја: повећава хемоглобин приближно за 10% при сваком смањењу ваздушног притиска за 100 мм Hg; повећава број црвених крвних зрнаца и количину ваздуха који се удише. На средњим висинама (600—1200 м) планински климат делује подражујуће, а на врло великим висинама (изнад 4500 м) чак и паралишуће (стога је за освајаче највиших планина на Земљи неопходна постепена аклиматизација; при поласку на највише врхове морају се носити и боце са кисеоником). Смањење кисеоника изазива чак и на висинама од 1500—2000 м подрхтавање прстију, које престаје инхалацијом кисеоника. На већим висинама често се смањује интелектуална активност, расуђивање, меморија, време за реаговање и осетљивост. Запажене су и извесне тешкоће на чулима вида и слуха; прве настају нарочито због одбијања сунчевих зракова са снежних површина. На средњим висинама запажа се олакшани рад мишића, док се на већим висинама брзо јавља осећај замора и радна способност неаклиматизованих особа смањује. Под утицајем хладнијег планинског ваздуха повећава се потреба за надокнадом топлоте, односно храном — расте апетит и побољшава се варење. Стога је за здраве особе најбољи боравак у планини — зими *(63,* 185).

Индикације и контраиндикације планинске климе. — Клима већих висина — 1200—2000 м, *алпијски климат* — препоручује се млађим плућним болесницима чији је крвоток у добром стању, анемичним особама, неурастеничарима који не пате од „гушења“ при посматрању високих врхова, уопште реконвалесцентима, особама са ранама и рањеницима ради бржег зацељивања рана (утицај ултраљубичастог зрачења, а такође и инфрацрвених зракова), особама премореним од инте-

лектуалног рада и рахитичној деци (*63*, 185). — У нашој земљи постоји већи број одмаралишта са алпијском климом: у Словенији, на високим планинама у Босни и Херцеговини, Црној Гори и Македонији, а у мањем броју у Србији.

Клима средњих висина — 600—1200 м, *субалпијски климат* — погодна је за болеснике са плућном туберкулозом праћеном искашљавањем крви, млађим асматичарима, болесницима са каменом у бубрегу и уопште реконвалесцентима (*63*, 186). — У нашој земљи постоје многа одмаралишта са субалпијском климом, изузев територију АП Војводине.

Клима малих висина — 300—600 м — погодна је за лечење хроничних дисајних путева, дијабетеса, жучног камена, за нервозне и старије особе (*63*, 186). — Места са оваквим климатом постоје у свим крајевима, укључујући и АП Војводину (Фрушка Гора и Вршачке планине).

СЕДМА ГЛАВА

КЛИМА ГРАДОВА

Градови су велике људске творевине, који се битно разликују од свих осталих антропогених елемената географске средине па било да је она у низији или на голој висоравни, у прашумама екваторијалне области или у субполарним тундрама. У зависности од њихових величина у њима живе мање или веће масе људи; по подацима за 1964. годину у свету је било 107 градова чије је становништво било веће од једног милиона. Пошто су градови већином центри индустријске (а и осталих разноликих) делатности, у њима су сконцентрисана и одговарајућа енергетска постројења — термоелектране, топлане и др. Улицама великих градова крећу се хиљаде аутомобила и других саобраћајних средстава. За њихов рад потребне су огромне количине чврстих, течних и гасовитих горива. Њиховим сагарањем, као и из тела великих људских маса, ослобађа се топлота, коју нема околина градова. Стога је разумљиво што градови имају својствену климу, која се разликује од климе њихове околине. Те разлике су, по правилу, утолико веће, уколико су већи градови.

Климом градова баве се највише немачки, совјетски, амерички и јапански географи и метеоролози. Они су установили не само да сваки већи град има своју посебну климу, која се разликује од климе суседних сеоских насеља, него и да свака улица у граду има својствену климу. Пошто у градовима сада живи више од једне милијарде људи, очигледно је да клими градова треба посветити много већу пажњу него што је то досад било.

1. МЕТОДЕ ПРОУЧАВАЊА КЛИМЕ ГРАДОВА

У раду „Клима града" П. А. Крацер (*38*) истиче да „специфика предмета захтева посебне методе проучавања". Зато се методе проучавања климе градова разликују у неким појединостима од проучавања климе ширег региона или области. Ипак, подаци метеоролошких станица остају заједнички, али се они друкчије користе. У проучавању климатских услова великих градова А. А. Лушчев (*41*) разликује две етапе; у првој се утврђују карактеристике макроклиматских фактора и вишегодишњег режима у реону где лежи град, а у другој се проучавају мезоклиматске и микроклиматске*) особености самог града.

Рад у обе етапе има све одлике географских истраживања, што је већ одређено самом природом климатских услова, који зависе до положаја града и особености његове географске средине.

У првој етапи изучавања морају се узети у обзир разнолики захтеви које постављају грађевинске организације, многа индустријска предузећа и здравствени органи. Стога је неопходна најпре исцрпна

*) Неки стручњаци убрајају климу градова искључиво у мезоклимате (*38*, *50*), док је други сврставају у микроклимате (*22*, *41*), а све због тога што је тешко повући јасну границу између њих. У суштини, клима града у целини убраја се у мезоклимате, а клима мањих целина у граду у микроклимате.

разрада расположивих климатских података, како по појединим метеоролошким климатским елементима, тако и по различитим њиховим међусобним односима и комплексима. Тај део задатка знатно олакшава постојање једне или више метеоролошких станица у самом граду; оне често располажу подацима вишегодишњих мерења и посматрања. Веома је добро кад се и у ближој околини града налази нека метеоролошка станица, а нарочито је погодно када клима града нема никаквих утицаја на величину метеоролошких климатских елемената, који се мере у њој. Треба истаћи да у неким случајевима постојећи подаци не могу да осветле управо оне стране климатског режима за чије су количинске показатеље посебно заинтересовани грађевинарство, енергетика и санитарно-хигијенска служба. То се односи, пре свега, на брзину ветра на нивоу врхова високих грађевинских дизалица, мреже електричних водова високог напона и истакнутих узвишења у рељефу града односно површине на којој се он гради, затим на елементе Сунчеве радијације, нарочито њеног ултра-љубичастог дела спектра, на податке о интензитету осветљења, једном од елемената тзв. светлосне климе.

У другој етапи одређују се микроклиматске особености града и уочавају узроци њихове разлике од климе околине. Проучавања у овој етапи су сложенија. Она се обављају у три правца: 1. упоредна анализа података вишегодишњих резултата посматрања стационираних метеоролошких станица, које се налазе у граду и у његовој околини; 2. организација мреже привремених или сезонских осматрачких станица на карактеристичним тачкама у граду (живље раскрснице, железничка станица, индустријска предузећа итд.), као и у његовим стамбеним четвртима; 3. извођење тзв. маршрутних снимања на одређеним профилима у аутомобилима специјално опремљеним за мерење вредности појединих метеоролошких елемената. Велику помоћ у овим проучавањима могу пружити и метеорографи, који лебде изнад града испод привезаних аеростата. Изврсно је ако се располаже са више аеростата, који у исто време лебде на различитим висинама и прикупљају податке о температури ваздуха, ваздушном притиску и релативној влажности.

Најзначајнији подаци се добијају микроклиматским снимањем уз помоћ мреже привремених осматрачких пунктова. Њиховом мрежом обухвата се читав град — његови стамбени и индустријски рејони, већи тргови и паркови, вештачка језера и др. На таквим пунктовима мере се температуре ваздуха, његова влажност, брзина ветра и неки други елементи климе: осветљеност, елементи радијационог биланса — углавном ултраљубичастог зрачења, степен загађености ваздуха. При том се оваква посматрања врше на једном месту, на различитим висинама и у исто време (тзв. градијентна осматрања), како би се добио увид у промену величина неких елемената са променом висине.

Снимања елемената климе морају се изводити у различита годишња доба. За ово је најпогодније време када је антициклонско стање; тада су, при слабим ветровима, великој инсолацији и интензивном ноћном израчивању топлоте, најизразитија микроклиматска одступања од средњих вредности климатских елемената. У току лета проматрања трају током дана свих 24 часа. Снимање треба изводити при

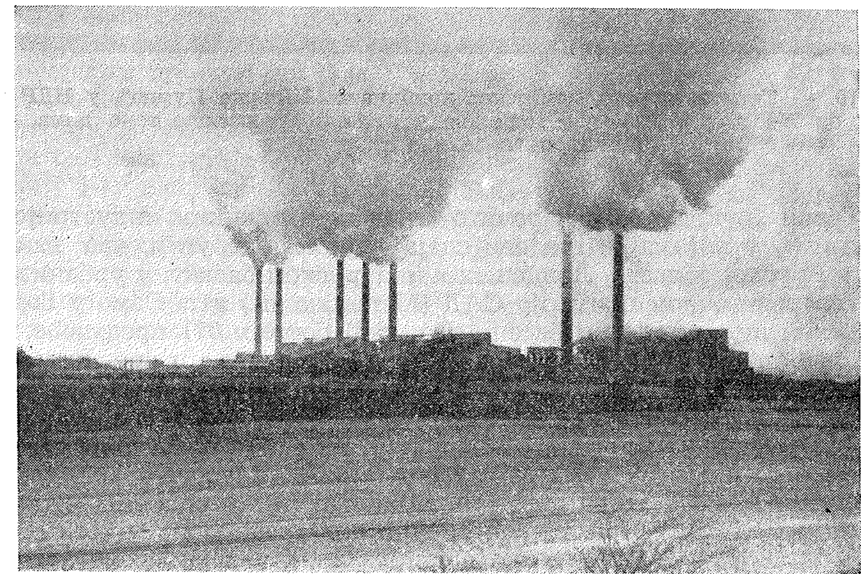
различитим правцима ветра, а нарочито при дувању преовлађујућих ветрова сваког годишњег доба.

Ради проучавања утицаја града на излучивање падавина постављају се плувиографи како у самом центру, тако и по периферији града.

Подаци свих горе наведених проматрања омогућују да се добије детаљна карактеристика елемената микроклиме града и уоче фактори који утичу на њу у већој или мањој мери позитивно или негативно. Добивени резултати служе као основа при пројектовању нових и реконструкцију већ постојећих градских четврти, за рационалнији размештај индустријских предузећа и здравствених институција, за борбу против загађивања ваздуха и за опште побољшање хигијенских услова рада и одмора градског становништва.

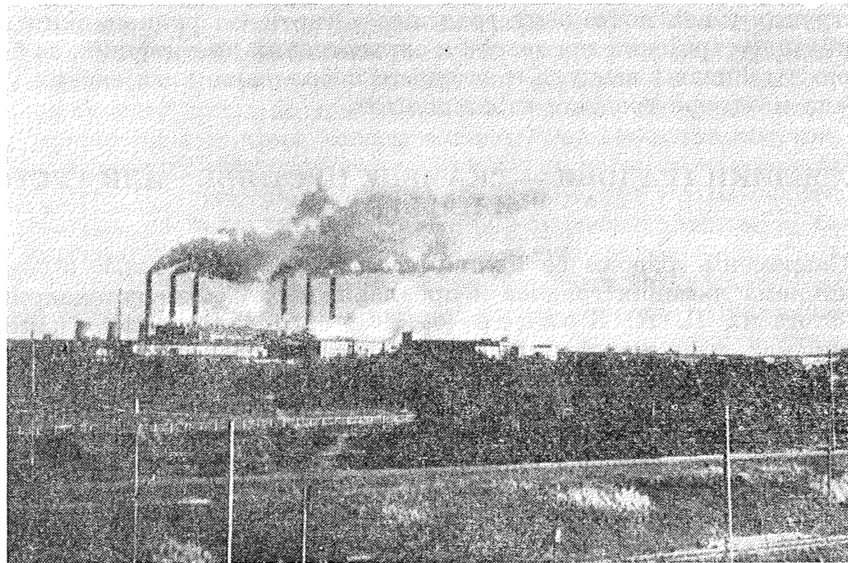
2. ВЕЛИКИ ГРАДОВИ — „КАМЕНЕ ПУСТИЊЕ“, АЛИ ГУСТО НАСЕЉЕНЕ

Савремени градови се одликују мноштвом грађевина, огромним површинама лимених градова и превлађивањем асфалтног покривача тла. Стога их П. А. К р а ц е р (*38*, 201) оправдано назива „каменим пустињама“, чију монотонију разбијају само мање оазе градског зеленила, а овог је утолико мање, уколико се више приближујемо центрима великих градова. Али, ове су „пустиње“ густо насељене. У њима се годишње троше стотине хиљада тона угља и других горива (сл. 118 и 119), док су им улице закрчене аутомобилима, чији број у



Сл. 118. — Термоелектрана „Либенау“ је најснажнија у НДР — 1300 MW она троши дневно 36—40 хиљада тона мрког угља и јако загађује атмосферу

неколико градова прелази преко једног милиона (у Лос Анђелосу има их три милиона — подаци за 1965. год.); аутомобили такође избацују из својих мотора велике количине гасова. Када се све то посматра у целини, није претерано ако се велики градови упореде са вулканима, који „непрекидно избацују стубове прашине, гасова и пепела" (*38*, 199) у атмосферу.



Сл. 119. — Тетмоелектрана хемијског комбината „Шварце Пумпе", у НДР има снагу од 750 MW и избацује годишње у атмосферу хиљаде тона дима, сумпорне киселине и другог

Такви „вуклани" су нарочито активни у великим индустријским регионима, у којима се градови спајају један с другим, као што је нпр. у Рурској области, Лондонском и Париском басену, у урбанизованом североисточном приморју САД (Мегалополис) итд. Само у Горњешљонском индустријском басену (Пољска) постоји 671 предузеће, које годишње потроши око 12 милиона тона каменог угља и других горива. Она леже на површини од свега 2.373 км^2, што је мање од половине Срема. Кроз димњаке тих индустријских предузећа избаци се годишње у атмосферу око 650.000 тона пепела и преко 170.000 тона сумпорне киселине и других хемијских једињења. А управо у оваквим градским „вулканима" живе десетине милиона становника индустријски развијених земаља. Као што се ерупције вулкана могу видети из великих даљина, по стубу дима и пепела који се издиже из кратера, тако се и положаји великих градова могу запазити са великих растојања по сиво-црвенкастој магли што као неки застор лебди изнад града; такав маглени застор одаје положај Москве и са растојања која су преко 100 км удаљена од њеног центра.

3. ВАЗДУХ У ВЕЛИКИМ ГРАДОВИМА

У ваздуху великих градова лебди већа или мања количина разноликих честица минералног или органског порекла, која га загађује. Све те честице се називају заједничким именом *аеросоли*. Највише их потиче од процеса горења и они могу да послуже као језгра за кондензацију водене паре. По подацима А. Ландсберга, које наводи П. А. Крацер (*38*, 39), у 1 см^3 ваздуха великих градова (преко 100.000 становника) има просечно 147.000 честица аеросола — кондензационих језгара, док њихов максимум достиже чак и до 4 милиона. У мањим градовима (20—50 хиљада становника) њихов број је 5—10 пута мањи. На Земљи сада постоји око хиљаду градова са становништвом већим од по 100.000 људи. Они су огроман извор кондензационих језгара — управо као и вулкани за време својих ерупција. Мерењима је утврђено да највише кондензационих језгара има у ваздуху амреичких градова, а потом у неким европским, пре свега у Глазгову, Паризу и Есену (*38*. 41).

Не треба мислити да је сеоски ваздух слободан од честица прашине или дима и других аеросола. Утврђено је да у 1 см^3 сеоског ваздуха лебди просечно око 9.500 разноликих кондензационих језгара, док апсолутни максимум достиже до 336.000. Најчистији је ваздух изнад океана и на планинама вишим од 2.000 м — просечно по 940 односно 950 кондензационих језгара у 1 см^3. Истина и тај број је променљив. Највише их је у ваздуху у јесењим и зимским месецима, а у току дана између 9 и 15 часова.

Ваздух великих градова садржи и мноштво бактерија. Грађани Париза удишу ваздух у чијем 1 м^3 има на хиљаде микроба: на великим булеварима у вечерњим часовима број микроба достиже до 600.000, на Јелисејским пољима до 88.000, а на врху Ајфелове куле до 2.000 у 1 м^3. Међутим, сеоски ваздух садржи у истој запремини просечно 345 бактерија. И број бактерија се мења током године и у току дана; лети их је око два пута више него зими. Једном је у Лиону било забележено у 1 м^3 ваздуха у 7 часова 640 бактерија, у 12 часова 23.000, у 16 часова 75.000, а у 19 часова 88.000 бактерија односно 137 пута више него у јутру. — Поливање улица знатно смањује број бактерија у ваздуху, па је стога потребно да се оно врши што чешће. Пре поливања улица у Паризу било је једном у 14 часова 10.000 бактерија, а после поливања упола мање у 1 м^3 ваздуха (*38*, 57).

4. РАДИЈАЦИЈА И СМАЊЕЊЕ ТРАЈАЊА СУНЧЕВОГ СЈАЈА У ГРАДОВИМА

Главни негативни фактор који утиче на климу градова је велика количина различитих аеросола. Те честице образују маглени застор изнад града и због њих градско небо скоро никада нема своју природну боју — тзв. небеско плаветнило, него сиво-жућкасте или сиво-црвенкасте тонове. Постојање магленог застора над градовима утиче на смањење интензитета Сунчеве радијације и на трајање Сунчевог сјаја.

По подацима које наводи *А. А. Лушчев (41,* 104) дим изнад Берлина апосорбује просечно око 20% ултраљубичасте радијације, у Лондону 38% — а зими и до 97%, у Лењинграду у индутсријским реонима до 40%, а у осталим деловима града до 20%. Због велике садржине аеросола средњи годишњи интензитет Сунчеве светлости мањи је у Лењинграду за 40% него у суседном Павловску. Занимљиви су резултати мерења интензитета Сунчеве радијације коју су једног сунчаног дана извршила два бечка метеоролога: на торњу цркве св. Штефана у Бечу радијација је износила 1,084 кал/см², а 72 м ниже пред црквом, само 1,022 кал/см² или за 5,7% мање; за време овог мерења било је тихо време; када су извршили мерење на истим местима, а при јаком ветру (само два дана касније) није било скоро никакве разлике у интензитету радијације. Очигледно је, дакле, да је ветар значајан фактор величине радијације; уосталом, она је већа у селима, где је брзина ветра такође знатно већа него у градовима.

Трајање Сунчевог сијања у великим градовима јако је умањено у поређењу са оним које има њихова околина. Тако нпр. Минхен има у летњим месецима преко 43 часа мање трајање Сунчевог сијања од Пухеа, који лежи 25 км западније. Слично је стање и у осталим великим градовима.

5. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА У ГРАДОВИМА

Клима градова је врло противуречна. Трајање Сунчевог сијања у градовима је мање него у њиховој околини. Интензитет Сунчеве радијације мањи је стога у просеку за око 20%, те би у градовима требало да буде знатно хладније него у њиховој околини, али није тако.

Средња годишња температура ваздуха у градовима виша је за 0,7—1,4°С него у њиховој околини (у Москви 0,7°, Минхену 0,9°, Берлину 1,0°, Софији 1,4°С). Знатно су веће разлике у минималним температурама у граду и околини; оне износе у Лиону 1,25°, у Минхену 2,3° — исто толико и у Паризу, а у Москви 3,0°С. То је разумљиво, јер, што је време хладније, више се троши гориво за загревање, те је и температура ваздуха у граду тада виша. У Средњој Европи при интензивној Сунчевој инсолацији, која износи 52 ккал/см² годишње (у Бечу), израчивање топлоте из грађевина, возила и људи износи 12—15 ккал/см²; у зимским месецима последње израчивање топлоте једнако је Сунчевој инсолацији или је чак и веће од ње. По оцени Итона, коју наводи П. А. Крацер (*38,* 103), 30-ометарски слој ваздуха у Лондону загрева се од топлоте индустријских постројења за 1,2°, а од становништва и свих других фактора за 0,2°, односно за укупно 1,4°С.

Више температуре ваздуха у градовима него у њиховој околини су нормална појава. Градови — те велике „камене пустиње" и „вулкани", како их П. А. Крацер оправдано назива —, имају мало зеленила, суви су — јер падавине брзо отекну асфалтом и кроз градску канализацију —, јаче се загреју дању и губици топлоте су незнатни, пошто је испаравање мало. Ноћу, пак, застирач магле која лебди над градом служи као одличан „покривач"; он смањује израчивање топлоте града у целини. Стога је у граду и ноћу топлије него на суседним пољима и у селима. У градовима умереног климата период времена са позитивним температурама дужи је 3—8 недеља него у њиховој околини (*38,* 86). У градовима је зима краћа, те је и период загревања (ложење) просторија краћи него у селима.

Пролеће наступа раније у граду. То показују и фенолошки подаци. Тако у Минхену цветање кестена почиње око 30 дана раније него у селима у околини, а клена чак и до 35 дана раније. Цветање вишње у Минхену је око 16 дана раније него у његовој околини и П.А. Крацер (*38,* 87) сматра да њу треба узети пре као мерило у разликама локалног поднебља, него кестен и клен, који ће раније процветати уколико су ближе зидовима грађевина, те добијају и рефлектовану светлост и топлоту.

Уопште узев, уочен је јасан процес постепеног повишавања температуре ваздуха у граду у вези са његовим повећавањем. Разлике су значајне и крећу се између 0,2° (Варшава) и 1,5°С (Милано).

6. ВЕТАР И РАЗЛИКА У ВАЗДУШНИМ ПРИТИСЦИМА У ГРАДУ И У ОКОЛИНИ

Ветар у градовима има утолико мању брзину уколико је насеље веће. То је последица повећаног трења ваздуха о врло рашчлањени „рељеф" грађевина у граду. Тако је нпр. у центру Софије брзина ветра за 50% мања него на њеној периферији. Слично је стање у Лос Анђелосу, Детроиту и другим америчким градовима.

У време тишина изнад града се увек налази топлији и мање густ стуб ваздуха него изнад његове хладније околине. Стога град представља својеврсну сталну „депресију", према којој струји ваздух из околине. Тако настају тзв. „сеоски ветрови", који доносе граду чисти са поља и из шума ваздух. Ипак, густа градска магла може да отежа слабијим ветровима продор кроз узане и често кривудаве улице у центар града, па се чисти ваздух издиже и прелази изнад те магле. Али, ако град има широке улице и дрвореде у њима, као и веће паркове, онда су ветрови у стању да разбију градску маглу и омогуће да чист ваздух са поља проструји кроз град.

Слабије струјање ваздуха за време тишина у летњим месецима може се запазити и унутар самог града, јер тада постоје осетне температурне разлике између стамбених блокова на једној и већих паркова и водених басена на другој страни. Ваздух изнад стамбених блокова је топлији те се издиже у висину, док на његово место долази свежији ваздух из паркова и изнад водених басена. У овоме се управо и састоји здравствени значај паркова и водених басена у градовима. Овај утицај се не осећа далеко, па је стога потребно да градови имају што више зеленила.

Посебно струјање ваздуха постоји на градским улицама и у двориштима, као последица разлике у загревању. У улицама које се пружају у упоредничком смеру најбрже се загреју кровови зграда. Топли ваздух се издиже, а замењује га други који се налази на истој висини али изнад улица. У самим улицама тада постоји струјање ваздуха од

стране која је у сенци према осветљеној. Слично је струјање и у двориштима. Ноћу се ваздух најпре охлади на кровавима зграда и као тежи спушта до дна улица и дворишта, истискујући топлији, који се издиже средином улица односно дворишта. У улицама које се пружају у меридијанском правцу у подне се образује симетрично кружење ваздуха. Тако се овим кретањем ваздуха, које се привидно не осећа, обнавља ваздух у улицама градова и за време тишина. Зими се оваква циркулација прекраћује, али се повећава улога ветрова. Јаки ветрови су права благодат за неке градове, који се тада „гуше" у градским маглама.

7. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА ГРАДОВА

Влажност ваздуха је значајна компонента климе градова. Она је редовно мања у градовима него у њиховој околини и утолико више, уколико је град топлији од околине. У току дана је разлика у влажности ваздуха најмања у подневним, а највећа у вечерњим часовима.

Вредност средњегодишње релативне влажности у Бечу смањила се у односу на ону у околини за 20 година за 4%, у Берлину за 14 година за 6% итд. Очигледно је да је смањење вредности релативне влажности у најужој вези са порастом величине градова, његових лимених, бетонских и асфалтних површина, са којих нема шта да испари, јер падавинска вода отекне брзо у подземну канализациону мрежу.

Разлика између релативне влажности у граду и његовој околини достиже у појединим тренутцима у Берлину до 40% (*38*, 156), у Минхену до 30% (*38*, 155) итд.

Велика количина аеросола у градском ваздуху утиче повољно на кондензацију водене паре, те је изнад градова већа облачност него изнад њихове околине; Минхен нпр. има 9 дана више тмурног времена од његове околине, а Хановер 11, дана више (*38*, 170). Насупрот томе, неки градови разбијају густе облаке изнад своје територије, те имају мањи број тмурних дана од своје околине; тако нпр. Келн има годишње 99,5 тмурних дана, а Лаверкузен у његовој околини 136,2 дана; међутим, у Келну је 43 дана више са облачношћу од 2,0—8,0 него у Лаверкузену (*38*, 170).

Утврђено је да већина градова својим високим зградама делује на образовање и кретање облака приближно као што то чине пошумљени брежуљци — успорава њихово кретање и омогућује њихову концентрацију изнад града. Стога већи градови добијају више падавина од њихове околине и суседних села.

8. ПАДАВИНЕ У ГРАДУ И ЊИХОВ ЗНАЧАЈ

Очигледно је да градови производе више кондензационих језгара од своје околине и да стога имају више падавина. Тако Москва добија 11%, а Бремен 16% више падавина него њихове околине. Ова разлика у Хонгконгу достиже чак 26,5%.

У граду су чешће непогоде и пљускови. За разлику од сеоских хатара, падавине у граду су, по правилу, без економских користи. Напротив, вода пљускова испуњава градску канализациону мрежу, плави улице, продире у станове, причињавајући материјалне штете па чак наносећи и људске жртве. Али, хигијенски значај кише у градовима је веома велики, јер она привремено прочисти ваздух од прашине и бактерија и разбије градску маглу.

9. ГРАДСКА МАГЛА И „СМОГ"

У градовима не би требало да буде магле због повишене температуре и смањене релативне влажности ваздуха. Али, упркос томе, она је редовна појава у великим градовима и истовремено најштетнија компонента њихове климе. Она отежава вертикално струјање ваздуха и удаљавање из атмосфере града штетних по здравље шкодљивих примеса, растворених у капљицама магле: сумпор-диоксида, угљен-моноксида, флуорних једињења и др. Магла се најчешће појављује зими, посебно када је повишена релативна влажност и појачана потрошња горива ради загревања многобројних просторија у којима живе и раде становници градова.

Магле су врло честе у неким приморским областима (сл. 120). Знатан део великих градова развио се управо у таквим пределима. Пошто градови појачавају образовање магле, то је она у индусртијским приморским градовима веома честа и густа. Када се њој прикључи дим из фабричких димњака и кућа, гасови из аутомобилских

Сл. 120. — Из магле која је покрила Њујорк виде се још само врхови највиших облакодера

мотора и др. онда настаје „смог“ — сива или жућкаста загушљива магла. Њен назив потиче од енглеских речи „smoke“ — дим и „fog“ — магла, дакле „smoke+fog“ = „SMOG“.

„Смог“ је права несрећа за Лондон, Бремен, Хамбург, Лос Анђелос и многе друге градове не само на морским обалама, него и у неким речним долинама. Само лондонски „смог“ наноси британској привреди дневно штету од 50.000 фунти стерлинга. Сваки дан „смога“ односи многе људске животе: у току најјачег „смога“ који је до сада погодио Лондон, од 4. до 9. децембра 1952. године, изгубило је живот преко 4.000 људи. Катастрофално загађивање ваздуха било је још забележено прве недеље децембра 1930. год. када је долина реке Маас (Белгија) на дужини од 24 км просто утонула у најгушћи „смог“. Тада се смртност повећала за 10,5 пута у односу на нормалан број случајева. Слично стање задесило је округ Доноре, око 50 км јужно од Питсбурга у САД, крајем октобра 1948. год. Тада се разболело око 40% од укупног броја становника, при чему је преко 60% болесних било старије од 65 година *(69,* 183).

„Смог“ полако али сигурно гуши и Лос Анђелос. Клима овог града, који лежи у приобалској равници дуж калифорнијске обале Тихог океана, сматрала се не тако давно за једну од најбољих у свету. Скоро безоблачно небо привукло је пажњу филмске индустрије, па је у близини Лос Анђелоса саграђен највећи филмски град на свету — Холивуд. Али, када се овде развила индустрија за прераду калифорнијске нафте, а број аутомобила достигао преко два милиона (сада их је преко три милиона) настало је најјаче загађивање ваздуха — само аутомобили троше дневно преко 20 милиона литара бензина и избацују у атмосферу града око 1.000 тона угљо-водоника, међу којима има и канцерогених материја. Све чешће магле ометају филмска снимања у природи у околини Холивуда. Страшни „смог“ је већ више пута угрожавао здравље становништва Лос Анђелоса. Ако се појава „смога“ учеста, а у то не треба много сумњати (томе у прилог иде стабилна инверзија ваздуха изазвана расхлађивајућим дејством мора и близине планина на северу, истоку и југу од града), филмска престоница света, Холивуд, мораће да потражи место са бољом градском климом.

Међу градовима са веома загађеном атмосфером био је и Париз: 52% загађеног ваздуха потицало је од материја насталих при загревању зграда, 23% од индустрије и 25% од аутотранспорта. У периоду „смога“ појачавала се и концентрација озона до 0,5 мл/м^3, док он већ при 5 пута мањој концентрацији представља опасност за здравље становништва. Предузете су енергичне мере да се смањи загађивање ваздуха (хватачи дима и др.). Од 1960. године запажено је осетно смањење штетних састојака у ваздуху Париза.

10. ПРОБЛЕМ АЕРОЗАГАЂЕЊА У БЕОГРАДУ

Ваздух Београда је прилично загађен. Поједини делови града су по степену загађености прекорачили максимално дозвољене норме. То је утврђено мерењима садржаја сумпор-диоксида, угљен-диоксида и угљен-моноксида, као и количине чађи. Овим испитивањима се приступило половином 1962. године.

На живљим градским раскрсницама (као што су „Лондон“, Теразије, код Радио Београда у Македонској улици и угао Џорџа Вашингтона и 29. новембра) концентрација угљен-моноксида је у појединим случајевима и до 30 пута већа од дозвољених норми. Недозвољене су и концентрације сумпор-диоксида — појединих дана и преко 4 пута изнад максимално дозвољених. Иначе садржај сумпор-диоксида је већи од нормално дозвољених у зимским месецима — од децембра до фебруара, док је у марту незнатно испод допуштене концентрације. Садржај чађи је највећи у фебруару, а потом у јануару, када се приближавају дозвољеној норми.

У поређењу са првим годинама проучавања аерозагађења у Београду примећује се све већа концентрација шкодљивих материја у ваздуху нашег главног града. Да би се заштитило здравље Београђана предложене су превентивне мере: искључење из градског саобраћаја свих возила која дају велике количине несагоривих састојака (увођењем контроле количине чађи која излази на издувну цев возила), снабдевање топлана потребним филтрима, а по могућству и свих већих потрошача угља. Касније ће се транзитни саобраћај пребацити на периферне путеве (кружни пут), како би загађивање које изазивају возила било што мање. Повешће се више рачуна о постављању ниског шибља у широким улицама, које апсорбује велике количине издуваних гасова из возила.

11. УТИЦАЈ ЗАГАЂЕНОГ ГРАДСКОГ ВАЗДУХА НА ЗДРАВЉЕ ЉУДИ

Ваздух великих градова загађен је разним штетним материјама, које су узрочник многих обољења, нарочито дисајних органа. Најчешћи узрочник обољења органа за дисање су *честице прашине,* при чему су најопасније оне са величином до 5 микрона, јер оне продиру у сама плућа, док се крупније задржавају на слузници носа и бронхија. Количина прашине је неједнако распоређена у било којем насељу. На улицама већих градова у 1 м^3 ваздуха има је 3—5 мг, док у истој запремини ваздуха у робним кућама има 5—8 мг, а у биоскопима и позориштима чак и до 16 мг. *Чађ* је опасна због садржаја канцерогених материја, а одбијањем светлосних зракова утиче на нормалну функцију човековог организма. *Гасови* настали сагоревањем течних и чврстих горива и испаравањем хемијских производа угрожавају дисајне путеве, а помешани са маглом — „смог“ — могу бити и узрочник смрти.

Најзначајнији загађивачи ваздуха у великим градовима, основни извори загађивања и болести које они изазивају виде се у следећем прегледу:

загађивач	Основни извор загађивања	болест
Прашина и угљен-моноксид	Сагоревање угља и нафте	Бронхитис и надражај слузнице органа за дисање
Угљен-диоксид	Претежно рад аутотранспорта	Поремећено дисање
Угљоводоници	Рафинерије нафте и гасови из мотора	Рак плућа
Озон	Узајамно деловање ултраљубичасте радијације и продуката сагарања уз присуство катализатора	Бронхитис и надржај слузница органа за дисање
Флуорна једињења	Рад са емајлираним посуђем, неке железаре, фабрике вештачког ђубрива и прерада боксита	Надражај коже и слузнице; загађивање пашњака
Полицилкична органска једињења (нарочито 3/4. бензопирен као и алфалатички угљоводоници	Непотпуно сагарање угљоводоника	Канцерогена обољења
Берилијум	Фабрике берилијума	Гранулом плућа
Квасац, буђ; крзна, длаке и перје	Пекаре; ткачке фабрике, фабрике за прераду крзна, длаке, перја; млинови; фабрике сапуна, дувана и др.	Алергија коже и дисајних путева

Од загађеног ваздуха у градовима страдају не само живи организми него и метали. По истраживањима извршеним у САД, у индустријским реонима јако се повећава корозија метала и са њом губитак њихове тежине: за 20 година бакар изгуби због корозије 6,2%, никел 20,9%, а цинк чак 27,9% од укупне тежине. За исто време у сеоским насељима бакар изгуби 1,2%, никел 0,6%, а цинк само 2,9% од своје тежине.

Све ово, а нарочито примери уништавања појединих врста лишајева, сушење четинара и смањивање тежине односно уништавање метала под утицајем штетних састојака, показују колико је неслућено опасан ваздух у великим градовима по здравље и живот његових становника.

12. БОРБА ПРОТИВ ЗАГАЂИВАЊА ВАЗДУХА И ИЗБОР МЕСТА СТАМБЕНЕ И ИНДУСТРИЈСКЕ ЗОНЕ У ГРАДУ

Поред већ стандардних мера које се предузимају против загађивања ваздуха у градовима, предлажу се и нови начини бробе. Један од њих се састоји у одвођењу издувних гасова фабричких мотора и термоелектрана, топлана и др., не у ваздух, већ у мрежу подземних канала. Постоје и машине за пречишћавање ваздуха, које су у стању да за 1 час очисте 600.000 литара ваздуха. Концентрацијом таквих машина у нарочито загађеним реонима знатно би се снизила опасност по здравље људи који се задржавају на таквим местима или ту раде. Такав начин борбе против аерозагађења разматра се у Француској и Западној Немачкој.

Најефикаснији начин борбе против аерозагађења у новим стамбеним четвртима је правилан избор места њихове изградње у односу на индустријску зону, нарочито ако у њој има и тзв. „прљаве индустрије". За то постоји неколико „основних" правила, који су закон за урбанисте.

1. Стамбена зона не сме ни по коју цену бити у области где пада чађ и дим из „прљаве индустрије" и са концентрацијама које се приближавају дозвољеним максималним нормама;

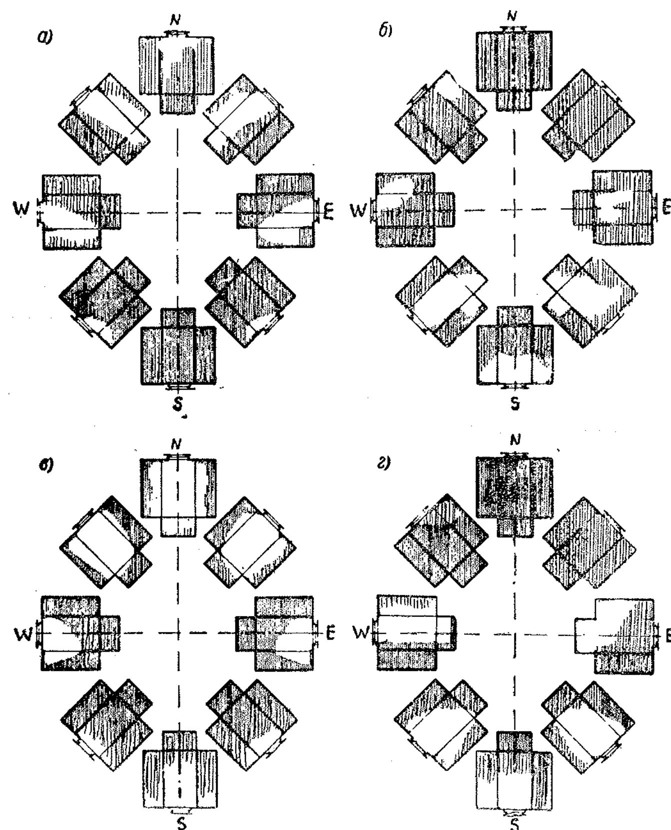
2. Ако је због супротних праваца ветрова који се јављају у области ово немогуће избећи, онда се бира место где је мања могућност загађења. Извесну заштиту од аерозагађења пружа зелени појас, којим се стамбена зона одваја од индустријске.

3. Индустријска зона у области са вертикално развијеним рељефом (нпр. испресецана пространим долинама) не би смела да лежи изнад стамбених четврти, јер би у случају стабилног времена и инверзије температуре ваздуха, дошло до „потапања" стамбене зоне у „смог" уколико индустрија не располаже апаратима за филтрирање отпадних материја — аерозагађивача.

Да би се негативни утицаји загађивача градског ваздуха свели на најмању могућу меру, треба код размештаја индустријских предузећа водити пре свега рачуна о правцу и јачини ветра. Код доброг избора положаја индустријске зоне у односу на стамбене четврти ветар односи отпадне гасове, чађ и дим изван града, у поља. Али, понекад такав избор је тешко учинити, а да се не штети другој компоненти — пре свега текућим водама. Нпр. у Београду преовлађује ветар из југоисточног квадранта — кошава, чија учесталост износи годишње око 200‰, а затим је, после кошаве, најзаступљенији ветар из западног и северозападног правца. Због тога би требало београдску „прљаву индустрију" поставити западно од града, где за то постоје погодни топографски услови и довољне количине подземне и савске воде. Међутим, с обзиром да су ветрови из западног и северозападног правца заступљени са 335‰ времена, требало би да „прљава индустрија" лежи источно од града. Међутим, на десној страни Дунава за то нису погодни топографски услови (велики падови и појава плазина) и нема довољно подземне воде, изузев поред самог Дунава. Али, смештај ове индустрије источно од Београда значио би извесно ослобађање реке у границама града од отпадних вода. Све то указује да рационалан избор места стамбене и индустријске зоне града није једноставан.

13. ОРИЈЕНТАЦИЈА ЗГРАДА У СВРХУ КОРИШЋЕЊА ОПТИМАЛНИХ БИОКЛИМАТСКИХ УСЛОВА КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА

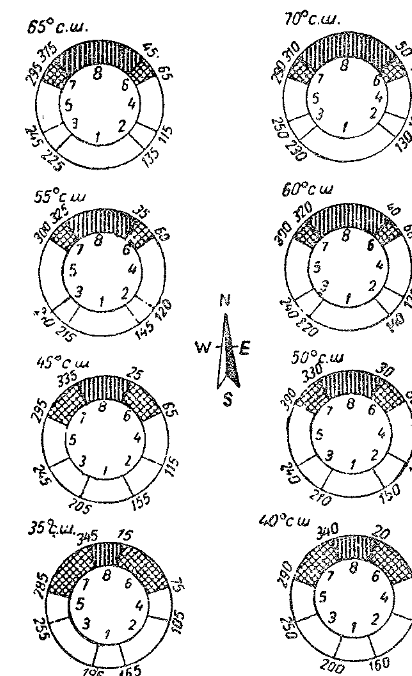
При пројектовању зграда, а пре свега стамбених, школских и болница, посебна пажња се посвећује проучавању величине инсолације, као значајном посредном хигијенском фактору. Правилна процена биоклиматских услова инсолације утиче на конструктивно решење унутрашњег плана зграде, на дубину просторија, оријентацију соба за дневни боравак итд. На тај начин услови инсолације утичу и на економику градње.



Сл. 121. — Површина и дубина инсолације соба оријентисаних на 8 страна хоризонта; инсолација је приказана за под, бочне стране и задњу — све три положене у раван пода; 40° с. ш. — а. јун, б. децембар, 70° с. ш. — в. јун, г. децембар (по Б. А. Дунајеву)

Савремени хигијенски нормативи за грађење градских стамбених зграда постављају пред архитекту такво решење, како би стамбене просторије имале минималну директну инсолацију у трајању од три часа (сл. 121). У пракси се од тога одступа, чиме се смањује бактерицидна ефикасност инсолације, тим више што је њено деловање и тако умањено у условима градске климе.

Оптимални услови за оријентацију стамбених просторија (сл. 122) за географску ширину Београда (око 45° с. ш.) су у случајима када су оне окренуте ка југу и то од 155 до 205° азимута (узимајући север за 0° и бројање по сатној казаљци). Затим следе оријентација зграда између 115 и 155°, а потом између 205 и 245° азимута. Најлошији су услови при оријентацији фасаде зграде односно стамбених просторија ако су окренуте северу и то између 335 и 25° азимута (*26*, *47*).



Сл. 122. — Јединствена скала хоризонта намењена за процену оријентације прозора стамбених просторија у различитим географским ширинама — од 35° до 70° с. г. ш. Најоптималнију инсолацију имају просторије чији су прозори оријентисани у простору означеном са 1, потом са 2 итд. (по Б. А. Дунајеву)

ОСМА ГЛАВА

МИКРОКЛИМА

1. МИКРОКЛИМА, ЊЕНИ ЕЛЕМЕНТИ И ОСМАТРАЊА

Микроклиматологија[1]) је део климатологије који проучава особине климе малих површина или приземног слоја ваздуха нижег од два метра. Она се почела развијати тек првих година XX века. Један од њених оснивача је и наш академик П. Вујевић.

Микроклиматолошка проучавања имају велики практични значај нарочито за пољопривреду. Она су значајна и при проучавању климе мањих градских четврти, појединих улица, градских паркова итд. Поред практичног, микроклиматолошка проучавања имају и научни, теоретски значај.

Микроклиматологија је нарочито развијена у Немачкој, Совјетском Савезу, САД, Јапану, Енглеској и Аустрији.

Елементи микриклиме. — Ради практичних потреба приступило се мерењу појединих метеоролошких елемената у приземном слоју ваздуха нижем од 2 м. У њему је слабо турбулентно[2]) кретање ваздуха, а брзина мала, док су вертикални градијенти температуре и влажности врло велики. Пошто се у том слоју ваздуха развија већина биљака (а и веће док су млађе), то је његова клима названа **„клима биљног света“**, за разлику од **„климе човека“**, код које се већина метеоролошких елемената узима на висини од 2 м, по подацима инструмената постављених у метеоролошким заклонима или кућицама. Између „климе биљног света“ и „климе човека“ немогуће је повући неку границу: оне прелазе постепено једна у другу и утичу међусобно.

Микроклима је специфична варијанта макроклиме. Док је последња условљена углавном таквим климатским чиниоцима као што су географска ширина, општа циркулација атмосфере, макрорељеф итд., дотле се микроклима формира у оквиру макроклиме искључиво под утицајем микрорељефа[3]) и физичких особина подлоге[4]).

[1]) Од грчког mikros — мали и klima — нагиб, тј. угао под којим падају Сунчеви зраци, те утичу на температуру ваздуха, најважнији елемент климе.

[2]) Од латинског turbulentus — немиран, бучан.

[3]) У облике микрорељефа спадају: вртаче, увале, крашка поља, речне долине, усамљени брегови и брда, присојне и осојне стране итд.

[4]) У Физичке особине подлоге спадају: врста биљног покривача, затим голо тле, покривено снегом, водом, ледом итд.

Главни елементи микроклиме су инсолација и радијација, односно температура приземног слоја ваздуха, његова влажност и испаравање, ветар, снежни покривач, вегетација и људска делатност.

Особине микроклиме неког краја или насеља најизразитије се запажају у току ведрог и тихог времена.

Методе микроклиматских осматрања. — Пошто су се у приземном слоју ваздуха величине климатских (тачније метеоролошких) елемената мењају и при незнатним променама висине, потребна мерења врше се на самој подлози, затим на удаљености од 2, 5, 10, 15, 20, 30 и 50 см, затим на висини од 1 и 1,5 м. На тај начин могу се регистровати промене вредности температуре, влажности, брзине ветра у приземном слоју као и друге појаве. Таква осматрања могу се вршити и на метеоролошким станицама другог реда.

Поред таквих осматрања примењују се и тзв. *микроклиматска снимања.* Она се своде на регистровање главних микроклиматских елемената на одређеном простору уз помоћ једновременог осматрања на више привремено постављених специјалних метеоролошких станица.

Посебну врсту микрокломатских осматрања чине тзв. *маршрутна снимања.* Она се своде на мерења појединих климатских елемената дуж одређеног пута. При томе осматрачи могу да се користе и моторним возилима, која су специјално опремљена у ту сврху. Маршрутна микроклиматолошка снимања дају прилично добре резултате, нарочито при проучавању климе градова (VII).

2. РЕЉЕФ И МИКРОКЛИМА

Рељеф има велики утицај на микроклиму. Узвишења смањују амплитуду дневних температура, док је разна удубљења повећавају. Ту појаву је лако објаснити. Расхлађени и гушћи ваздух клизи низ падине и сакупља се у удубљењима — у долинама, јаругама, вртачама, увалама, крашким пољима и котлинама. Ноћу разлика у температури ваздуха на узвишењима и удубљењима, нпр. на падинама дубље речне долине и на њеном дну може да буде већа од 10° С. Познат је и пример крашке увале Гштетнер Алм на Дирнштајну у Аустрији. Она лежи на 1279 м. а. в. Апсолутна минимална температура на дну увале достиже до —50° С. Скоро сваке године у току последње деценије минималне температуре су биле ниже од —40° С. Слично је стање и у Великом пољу на Игману. Најниже температуре су пред излазак Сунца, после чега настаје нагли пораст — од —40° С до 0° С. Климатске особине увале утичу на њен биљни свет: на дну увале је само оскудна трава, а на њеним странама биљни свет је разноврснији. У исто време на удаљености мањој од 1 км је врх на чијим падинама расте термофилна атлантска флора.

У току дана ваздух се у долинама, и уопште у удубљењима, више загреје и ту се, због мањег проветравања, највећим делом задржава. Због тога удубљења у рељефу имају велике дневне амплитуде температуре.

Знатне разлике у температури ваздуха настају на падинама удубљења; оне су условљене експозицијом страна. Присојне стране су лети за 5—6° C топлије од осојних. Али, и на истој падини, уколико постоји најмања разлика у нагибу падине, обавезно се појаве и разлике у температури, као последица неједнаког упадног угла сунчевих зракова. Температурне разлике нису велике као између осојних и присојних страна, али оне ипак постоје и значајне су за биљни свет. У воћарско-виноградарској станици Пољопривредног факултета „Радмиловац" (на путу Београд—Смедерево) Љ. Сретеновић је констатовао да је у тачки где је упадни угао Сунчевих зракова био већи за 3° температура била виша за 0,3° C. Иако незнатне, те разлике у температури приземног слоја ваздуха на истој падини имају велики значај за фитофенолошке појаве, што се огледа у нешто ранијем цветању или сазревању плодова исте врсте.

Запажено је да су падине окренуте западу нешто топлије од оних које су окренуте истоку. Разлике потичу због тога што се знатан део Сунчеве топлотне енергије троши у преподневним часовима на испаравање влаге на обе падине. У поподневним часовима, када су западне падине присојне, оне су већ довољно исушене, те се приспела топлотна енергија користи претежно за загревање.

Рељеф утиче на величину испаравања. Оно је веће на узвишењима, где су јача и чешћа струјања ваздуха, него у удубљењима и долинама, у којима је слабија циркулација ваздуха. Величина испаравања је већа на топлијим, присојним странама, него на осојним. Исто тако, она је већа на западним него на источним падинама.

У зависности од експозиције падине очигледно имају неједнаку влажност тла. Ова зависи и од места мерења влажности: најмања је на највишим деловима падина, а највећа при дну; повећање влажности долази као последица сливања падавина низ падине, при чему се један њихов део упија у тле. Величина упијања падавина је обрнуто сразмерна падовима страна долине, котлине и уопште падина: уколико је мањи нагиб падине, веће је упијање падавина у тле и обратно.

Утицај неједнаког загревања присојних страна и режим влаге у њиховом тлу може толико да се разликује у односу на осојне стране долине или падина мање котлине, да присојне падине имају сасвим другу вегетацију, својствену јужнијим областима.

Усамљени брежуљци утичу на брзину ветра тако што је она највећа на њиховим падинама, а најмања у њиховим заветринском делу.

Посебни микроклиматски утицаји су у алувијалним равнима река. Температура ваздуха у њима је лети нижа за 1° C него на странама долине, док је релативна влажност нешто виша — за 10%. Тле у алувијалним равнима је топлије зими него лети од тла на долинским странама. Те разлике у температурама потичу углавном од воде: она снижава температуру тла и ваздуха апсорбовањем топлоте лети, а зими је израчивањем повишава. Овај утицај се нарочито опажа у алу-

вијалним равнима великих река, као што су Волга, Кама, Об, Јенисеј, Лена, Мисисипи и др. У средњој Шведској је констатовано да повећање протицаја једне језерске отоке за 50 m^3/сек, изазива зими повишење температуре ваздуха у непосредној близини реке за 0,05° C.

Повољнији су микроклиматски услови у долинама које су усечене у упоредничком, него у подневачком правцу. У последњим долинске падине нису осветљене извесно време у јутарњим и вечерњим часовима. У долинама упоредничког смера једна долинска страна је изразито присојна, а друга осојна. Али, лети при високом положају Сунца изнад хоризонта и дифузном рефлексијом и ова падина добија довољну количину светлости. У екваторијалним областима, где је Сунце током целе године високо изнад хоризонта експозиција долинских падина има веома мали значај.

3. УТИЦАЈ ВЕГЕТАЦИЈЕ НА МИКРОКЛИМУ

Најизразитији утицај вегетације на микроклиму запажа се поређењем поднебља у центру неке оазе и на њеним периферним деловима, на ивици пустиње. Уочен је и велики утицај шумских заштитних појасева на микроклиму.

Температура ваздуха у оазама Такла-Макана преко дана у летњим месецима нижа је за 5—6° C него у пустињи, док је ноћу у оази приближно толико топлије. Због тога су дневне амплитуде температуре ваздуха у оазама за 10—12° C мање него у пустињама.

Још веће су разлике у температури тла. Сапожњиков наводи пример из Средње Азије; у јулу је средња температура наводњаваног тла била 35°, а пустињског 65° — тј. разлика је износила 30° C.

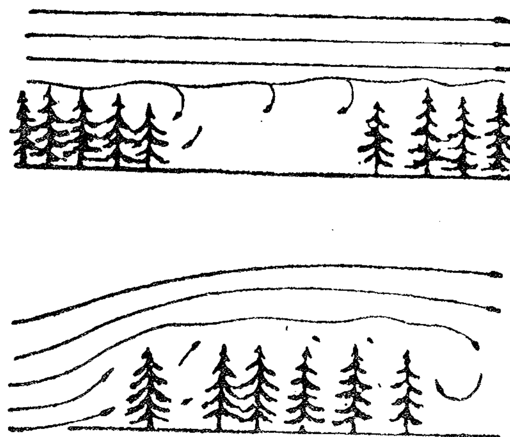
Нижа температура ваздуха и тла у оазама проузрокована је великим утрошком топлоте при испаравању воде и вегетације. Испаравање је интензивно и ноћу, јер је мала релативна влажност околног пустињског ваздуха.

Разлика у релативној влажности ваздуха у оази и пустињи прелази 40%; у једном пољу луцерке код Ташкента релативна влажност на 5 cm висине у 13 часова 29. VIII 1924. године износила је 55%, а недалеко од тог места, у пустињи, само 13%. Али, са повећавањем висине разлике су биле мање и већ на висини од 2 m није их више било. Иста појава уочена је у тој оази и са температуром ваздуха (мерено у 15 часова):

Висина над тлом у cm	Температура: Голог тла	Температура: Луцерке (високе 50 cm)
200	36,0°	35,4°
50	38,0°	32,6°
5	41,0°	30,2°

Шумски заштитни појасеви утичу на брзину ветра, испаравање, температуру ваздуха и тла итд. Величина тог утицаја углавном се повећава са ширином појаса и висином његовог дрвећа.

Шумски појасеви смањују брзину ветра с обе његове стране. На наветринској страни смањивање брзине се запажа на растојању које је 5 пута веће од висине дрвећа у појасу. У заветринској страни утицај шумског појаса на ветар осећа се, међутим, на растојању које је до 30 пута веће од висине дрвећа у појасу. Ипак, значајније смањивање брзине ветра у заветринској страни појаса је само на растојању које одговара његовој 10-струкој висини. Најјачи је утицај шумских заштитних појасева када ветар дува управо на њих (сл. 123). Он се осећа чак и кад ветар дува паралелно са таквим појасом, јер он нема геометријски правилне облике, него је у плану кривудав.



Сл. 123. — Утицај шумских појасева на ветар — иза појаса (горе) и испред њега и у њему (доле)

Због смањене брзине ветра у приземном слоју ваздуха заштићених површина јако се смањује испаравање. Оно је иза самог шумског појаса 2,5 до 3 пута мање него на отвореном месту, али се са удаљавањем од појаса смањује и престаје на растојању које је 30 пута веће од висине дрвећа у том појасу. На самој наветринској страни испаравање је мање до 45% него на отвореном пољу. Али, удаљујући се од шумског појаса, брзина ветра је већа, те је и испаравање повећано. Шумски заштитни појасеви смањују испаравање на заштићеним површинама у целини просечно за 20%.

Смањивањем брзине ветра на заштићеним површинама слаби циркулација ваздуха. Он се задржава, па је стога ваздух између појасева дању топлији а ноћу хладнији.

Шумски заштитни појасеви утичу на величину приноса на заштићеним пољима. Досадашња искуства у шумско-степној зони СССР-а показала су да сушних година шумски појасеви повећавају приносе, али их смањују влажних година у односу на незаштићене површине.

У самој шуми дању је хладније а ноћу топлије него на отвореном пољу. Међутим, зими, при ведром времену у шуми је дању хладније него на пољу, док је ноћу у њој топлије. При облачном времену у шуми је зими топлије дању, а хладније ноћу него изван шуме. Уопште, у шумама је нешто хладније него на отвореном пољу. Разлике у средњим годишњим темепратурама нису велике — износе око 0,5° С.

Посебан је утицај шума на задржавање снега, који ветрови доносе са отворених поља. Дебљи снежни покривач штити тле и озиме усеве од промрзавања. Кад почне отапање снега, снежница се више упије у шумско тле, јер је оно мање замрзнуто него поље. На тај начин у шумама и на површинама заштићеним шумским појасевима акумулира се у тлу више воде него на отвореном пољу. У неким крајевима настоји се да се што више снега задржи на пољима. При повећавању снежног покривача за 20 см принос житарица повећава се од 300—700 кг/ха.

Запажено је да шуме утичу на повећање облачности, па је изнад њих мање директно Сунчево зрачење него изнад површина где шума нема. По проучавањима Н. Н. Калитина количина директног и дифузног зрачења која прође кроз лишће круна појединих врста дрвећа и доспе до тла износи 32—54% од укупне зрачне енергије. Колико ова количина енергије зависи од лишћа појединих врста дрвећа види се из ових података (по Калитину):

клен рефлектује	29%,	апсорбује 39%,	пропушта 32%
јасика рефлектује	42%,	апсорбује 24%,	пропушта 34%
бели брест рефлектује	35%,	апсорбује 16%,	пропушта 49%
липа рефлектује	33%,	апсорбује 27%,	пропушта 40%

О утицају шума на повећање количине падавина постоје различита мишљења. М. Милосављевић сматра да шуме повећавају годишњу висину падавина од 2 до 10%. Али, док на једној страни утичу на повећавање падавина, шуме на другој страни задржавају на лишћу и стаблима дрвећа знатну количину падавина, што осетно утиче на водни режим тла (табл. 38).

Табл. 38. — Задржавање падавина на крунама дрвећа и њихово испаравање (у мм) са површина потпуно покривених шумом (по резултатима проучавања у СССР)

Врста дрвећа	Годишња висина падавина, мм	Старост стабала у год.								
		20	40	60	80	100	120	140	160	220
Бор	550	127	150	140	135	120	105	100	97	—
Јела	580	158	175	185	180	170	160	144	128	—
Бреза	540	82	69	55	43	38	—	—	—	—
Храст	523	64	72	84	72	67	64	60	62	69
Јасен	522	103	99	85	65	—	—	—	—	—

4. УТИЦАЈ ЈЕЗЕРА НА МИКРОКЛИМУ

Језера се налазе у свим климатским областима — почев од тзв. „оаза" на залеђеној Антарктиди, па до влажних тропских шума у екваторијалној области. Укупна површина свих језера на Земљи износи око 2,68 милиона км², што сачињава 1,8% копна. Њихов број је различит у појединим земљама; сразмерно површини територија највише их је у Финској — око 75 хиљада, а најмање у Аустралији — свега 763 језера. У нашој земљи укупан број природних језера износи око 220, а са већим вештачким језерима око 250.

Језера имају утицај на климу у свом приобалском појасу. То се осећа по свежини када им човек прилази лети, а по мањој хладноћи зими. Истина, језера са малим количинама воде не могу да упливишу

на климу своје околине; лети се она јако загреју, а у хладнијем делу године брзо одају акумулирану топлоту, па ако се заледе делују на климу скоро као копно. Колики је термички утицај језера на климу свог прибрежног појаса показује пример Охридског језера. У његовом басену акумулирано је 50,53 км^3 воде. Под њеним термичким деловањем годишња амплитуда температуре ваздуха мања је у Охриду за 3,2° С него што је у Битољу. У овом погледу су још већи утицаји таквих језера као што је Каспијско, Аралско или Бајкалско. Она делују на климу своје околине скоро као мора; ова има чак извесне маритимне одлике, иако су та језера дубоко у унутрашњости континента.

Велика вештачка језера имају такође знатан утицај на климу свог приобалског појаса. Какви су и колики ти утицаји може се видети на примеру Кујбишевског загата на Волги (37). Он се простире уз Волгу у дужини од 500 км, а уз Каму 300 км; просечна му је ширина око 10 км, а највећи 40 км; површина Кујбишевског загата износи 6.500 км^2, а запремина воде 58 км^3.

Средња годишња величина радијационог биланса у Поволожју износи око 30 ккал/см^2, а на Кујбишевском загату 36—37 ккал/см^2. Испаравање са површине загата износи 600 мм годишње; за испаравање толике количине воде потребан је утрошак од 36 ккал/см^2 годишње. Међутим, са копнене површине годишње испари 322 мм и за то се утроши нешто више од 19 ккал/см^2. Остатак од 11 ккал/см^2 троши се углавном за загревање ваздуха. Без постојања те разлике Кујбишевски загат би снижавао температуру ваздуха у својој околини, али се то изразитије не запажа због хоризонталног премештања ваздушних маса.

Над самим језером дневна амплитуда температуре ваздуха у јуну износи 6—7°, а на удаљености од обала Кујбишевског загата за 6—10 км она је већ 12—13° С. Утврђено је да Кујбишевски загат делује на термички режим своје околине на удаљености од 5—6 км од обале. У зависности од времена мерења температуре ваздуха изнад језера и над копном на удаљености од 10 км, разлике могу достићи 2—5° С, а понекад, ноћу, је чак за 7—10° С топлије над језером него изнад копна.

На површину Кујбишевског загата излучује се годишње 400 мм, а испари 600 мм, односно 200 мм више. Због повећаног испаравања над језером је релативна влажност ваздуха већа дању за 10—12%, а ноћу за 5—8% него у местима над копном удаљеним 4—5 км од обале језера. Те разлике су нарочито велике у време суша, када дању достижу чак и величину од 20—30%.

Постојање Кујбишевског загата изменило је и режим ветрова у појасу широком око 10 км. При дувању ветра са језера на копно његова брзина се приметно смањује у појасу широком око 1 км, а затим се она поново повећава. При ветру са копна на језеро не запажа се повећање брзине све до удаљености од 400—500 м од обале; у том узаном појасу, тзв. „ветровој сенци", бродови се склањају, јер се на пучини језера брзина ветра нагло повећава, а таласи достижу висину до 2 м.

Кујбишевски загат утиче делимично и на повећање облачности. У ноћним часовима лети је више ниских облака изнад језера и у појасу широком 2—3 км, него у местима која су на већој удаљености од њега.

Очигледно је на примеру Кујбишевског загата да језера имају већи или мањи утицај на микроклиму своје уже околине. Због тога се у околини већих природних и вештачких језера развија и своје врсна микрофлора и микрофауна.

ДЕВЕТА ГЛАВА

КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

1. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

Делујући у различитим географским условима, климатски елементи и фактори утицали су на формирање различитих *типова климата*. На први поглед рекло би се да је ту немогуће наћи неке правилности, али није тако. Географска расподела појединих компонената климе (као што су радијација, просечне температуре ваздуха, средње висине падавина, каркатеристични ветрови у појединим областима итд.), указују на постојање одређених географских законитости: очигледна је зависност некојих компонената климе од географске ширине, од расподеле копна и мора, од рељефа, од утицаја океанских струја итд. Довољно је погледати на карте годишње расподеле глобалног зрачења (сл. 12), годишње расподеле радијационог биланса (сл. 16), годишњих изотерми (сл. 37) итд. па да се у положају изолинија уоче извесне правилности. Очигледно је да се и типови климата, који се састоје од тих компонената, подчињавају истим географским закономерностима. Стога је могуће издвајање и уношење у карту географског распрострањења појединих типова климата. Поступајући тако долазимо до *класификације климата*, у чијим оквирима можемо извршити *климатску реонизацију* Земљине површине или њених мањих делова.

Класификација климата има велики практични и теоријски значај. Основу скоро сваке класификације сачињава анализа једног или два климатска елемента, а ређе више њих. Поред таквих постоје и посебне класификације климата — нпр. за потребе технике, саобраћаја итд.

Бугарски географ Ж. Глбов (*22*, 215—216) сврстао је постојеће класификације климата у 6 група. Оне су засноване на основу:

1. *анализа хидротермичких показатеља средњих месечних и средњих годишњих температура и годишње суме падавина.* Таква је класификација климата В. Кепена, изложена први пут 1900. године, а затим још 4 пута допуњавана и поправљана (последњи пут 1936. године), као и класификација Н. Силинича из 1930. године.

2. *Анализа климата одређених предела* са употребом још неког елемента атмосферске циркулације. Таква је класификација Ем. де Мартона (1909, 1936), као и А. Хетнера (1911. године, допуњавана 1930. и 1934. године).

3. *Анализа дејства климата на остале компоненте географске средине.* Такву су класификацију дали А. И. Војејков (1884), А. Пенк (1910) и Л. С. Берг (изложена први пут 1919., објављена 1925., са допунама 1927. и 1938. године).

4. *Анализа особина својствених биљној физиологији.* Такве су класификације А. А. Каминског (1925), С. В. Торнтвајта (1931. године, касније допуњавана 1933. и 1946. године) и Г. Т. Сељанинова (1937. године).

5. *Анализа процеса који дају главне црте климату.* Овакву класификацију климата дао је Б. П. Алисов (1936., 1940. и 1950. год.).

6. *Анализа средњих месечних температура најхладнијег и најтоплијег месеца.* Таква је класификација климата А. И. Кајгородова (1955. године).

У даљем излагању задржаћемо се исцрпније на само 4 класификације климата — на Кепеновој, која је данас најпознатија, на Ем. де Мартоновој, која има претежно географска обележја и веома је добра при проучавању физичко-географских одлика континената, на Алисовљевој, у којој се излаже и генеза климата а и на класификацији климата за техничке потребе.

I. КЕПЕНОВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

1. ЗНАЧЕЊЕ СИМБОЛА У КЕПЕНОВОЈ КЛАСИФИКАЦИЈИ КЛИМАТА

В. Кепен (*34*) је издвојио *пет главних климата*, које је означио почетним великим словима абецеде:

A — тропски влажни климат
B — суви климат
C — умерено-топли климат
D — умерено-хладни или бореални климат
E — хладни климат

Сем главних климата Кепен издваја у сваком од њих по 2—3 типа, тако да његова класификација обухвата укупно 11 *главних климатских типова*. Они су обележени великим и малим словима латинске абецеде. Свако слово има одређено значење у Кепеновој класификацији. Пре него што се упознамо са њом изложићемо значења слова у тој класификацији (*34*, 127—128):

A — Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца виша од 18°C.

B — Количина падавина испод „сушне границе" (види стр. 213, B климати).

C — Температура најхладнијег месеца између 18° и —3°C.

D — Температура најхладнијег месеца испод —3°C, најтоплијег изнад 10°C.

E — Температура најтоплијег месеца нижа од 10°C.

F — Температура најтоплијег месеца нижа од 0°C.

(G) — Планинска клима } примењује се само
(H) — Висинска клима, изнад 3000 м а.в. } по потреби

S — Степска клима
W — Пустињска клима } (види стр. 213 BS и BW климате)

T — Клима тундре, температура најтоплијег месеца између 0 и 10°C.

a — Температура ваздуха најтоплијег месеца изнад 22°C.

b — Температура ваздуха најтоплијег месеца нижа од 22°C, али је у току 4 месеца виша од 10°C.

c — Само 1—4 месеца температура ваздуха виша од 10°C; најхладнији месец има температуру вишу од —38°C.

d — Температура ваздуха најхладнијег месеца нижа од —38°C.

f — Стално влажни климат (довољно кише или снега у свим месецима).

g — Тип климата долине Ганга — максималне температуре пре зениталних киша и летњих киша.

h — Жарки климат, средња годишња температура ваздуха изнад 18°C.

i — Изотермни климат, разлике екстремних месечних температура ниже од 5°C.

k — Хладни (зимски) климат са годишњом температуром ваздуха испод 18°C, док је температура ваздуха најтоплијег месеца изнад 18°C.

k' — Исто као и k климат, али је температура најтоплијег месеца нижа од 18°C.

l — Благи климат, температуре свих месеца од 10 до 22°C.

m — Прелазна прашумска клима упркос једног сувог доба.

n — Честе магле.

n' — Ретке магле, али је велика влажност ваздуха, падавина нема при релативно хладном лету (температура ваздуха нижа од 24°C).

n'' — Исто као и n' само је температура лета виша — од 24 до 28°C.

n''' — Исто као и за претходно стање, само су температуре лета више од 28°C.

s — Најсувље доба у лето односне полулопте.

w — Најсувље доба у зиму односне полулопте.

s', w' — Суво лето и зима, падавине померене у јесен.

s'', w'' — Суво лето и зима, кишно доба подељено краћим сувим периодом.

t' — Зеленортски ток температуре ваздуха са најтоплијим добом у јесен.

t'' — Судански ток температуре ваздуха са најхладнијим месецом после летњег солстиција.

x — Максимум падавина у рано лето са ведрим позним летом.

x' — Ретке али плаховите кише у свим годишњим добима.

x'' — Први максимум падавина у јесен, а други у пролеће.

На сл. 124 дата је карта Кепенове класификације климата. Приказани су главни климатски типови и њихове најважније варијанте.

Битне одлике главних климатских типова дате су у табл. 38.

Табл. 38. — **Кепенов систем климата**

Климатска група	Климатски тип
A **ТРОПСКИ КИШНИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца виша од 18°C	**Стално влажни** — **Af** и **Am***) 1. **Af Тропска влажна** или **прашумска клима** нема сувог периода; најсувљи месец прима преко 60 мм падавина. 2. **Am Тропска монсунска клима** има један суви период и у најсувљем месецу прима мање од 60 мм падавина. Оскудица у падавинама у сувом периоду надокнађује се обиљем падавина у кишном: количина падавина најсувљег месеца од 0, 20, 40 и 60 мм компензује се годишњом сумом падавина од најмање 2500, 2000, 1500 односно 1000 мм.
	Сува зима — **Aw** 3. **Aw Саванска клима** има у најсувљем месецу мање од 60 мм падавина. Зимска оскудица у падавинама не може да се надокнади летњим падавинама.
B **СУВИ КЛИМАТИ** Ако се са r означи средња годишња висина падавина (у см) а са t средња годишња температура ваздуха (у °C) онда су обележја B климата ова: $r < 2t + 28$ (при летњим вадавинама) $r < 2t + 14$ (када нема кишног периода) $r < 2t$ (при зимским падавинама)	**Степска клима** — **BS** 4. **BS Степска клима:** ако се са r означи годишња висина падавина (у см) а са t средња годишња температура ваздуха (у °C) онда су карактеристике BS климе следеће: $r \geqq t + 14$ (при летњим падавинама) $r \geqq t + 7$ (када нема сушног периода) $r \geqq t$ (при зимским падавинама)
	Пустињска клима — **BW** 5. **BW Пустињска клима:** ако се са r означи годишња висина падавина (у см), а са t средња годишња температура ваздуха (у °C), тада су граничне вредности BW климе: $r < t + 14$ (при летњим падавинама) $r < t + 7$ (када нема периода са падавинама) $r < t$ (при зимским падавинама)
C **УМЕРЕНО ТОПЛИ КИШНИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца између 18°C и —3°C	**Сува зима** — **Cw** 6. **Cw Синијска** или **умерено топла кишна клима:** у месецу са највећом количином падавина кише је бар 10 пута више него у најсувљем зимском месецу.
	Суво лето — **Cs** 7. **Cs Средоземна клима** или **клима маслине:** падавине у највлажнијем месецу веће су бар 3 пута од падавина у најсувљем летњем месецу (падавине у последњим не смеју бити у просеку више од 30 мм)
	Увек влажно — **Cf** 8. **Cf Умерено топла и влажна клима:** незнатне разлике у падавинама у екстремним месецима (највлажнијег и најсувљег).

Наставак таблице 38.

Климатска група	Климатски тип
D **БОРЕАЛНИ СНЕЖНО-ШУМСКИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца нижа од —3°C; средња температура најтоплијег месеца виша од 10°C	**Сува зима** **Dw** 9. **Dw Бореални климат са сувом зимом:** у месецу са највећом количином падавина њих је најмање 10 пута више него у најсувљем зимском месецу.
	Стално влажно **Df** 10. **Df Влажни бореални климат:** незнатне разлике у падавинама у екстремним месецима (највлажнијег и најсувљег).
E **СНЕЖНИ КЛИМАТИ** Просечна температура најтоплијег месеца нижа од 10°C	**Поларна клима тундре** **ET** 11. **ET Поларна клима тундре:** просечна температура најтоплијег месеца виша од 0°C.
	Поларна клима вечитог леда **EF** 12. **EF Клима вечитог леда:** просечна температура најтоплијег месеца нижа од 0°C.

*) Кепен није ставио у главне климатске типове Am климат — тропску монсунску климу, те стога његова основна класификација има 11 главних климатских типова, а изложена их нема 12.

Сл. 124. — Карта распрострањења типова климата по Кепеновој класификацији

2. ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАЊЕЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ТИПОВА

А. Климати

Af — Прашумска (тропска влажна) клима заступљена је у Амазонији, већем делу слива Конга и на острвима Малајског архипелага. Средња годишња температура ваздуха је виша од 22°C. Годишња амплитуда температуре ваздуха мања је од 6°C, али су дневне амплитуде веће и достижу до 15°C. Просечна годишња висина падавина у крајевима са прашумском климом је преко 2000 мм (у Дебунџи на падинама Камеруна преко 10.000 мм, а на острву Кауаи у групи Хаваја око 11.500 мм годишње). Релативна влажност ваздуха је преко 80%, а просечна облачност је 6 (6/10 неба). Падавине се излучују у поподневним часовима, а праћене су непогодама.

Сл. 125. — Климатограм прашумске климе (Af) — Паданг на острву Суматри. Бројка у левом горњем углу је средња годишња температура ваздуха; у десном горњем углу је годишња аплитуда температуре ваздуха; годишњи ток температуре ваздуха дат је пуном линијом; бројка у средини киматограма представља средњу годишњу висину падавина, док су дијаграмом дате средње месечне висине падавина у мм. Исте ознаке примењене су и на свим осталим климатограмима (рађеним по Ж. Глбову)

Сл. 126. — Климатограм монсунског климата (Am) — Бомбај на западној обали Декана

Услови за живот људи у крајевима прашумске климе веома су неповољни. Аклиматизација белаца траје по неколико година. У првим месецима белци тешко подносе високе температуре и велику релативну влажност ваздуха, често без дашка ветра. Организам се привикава уз знатне поремећаје: смањује се крвни притисак, повећава честина пулса до 140—150 удара у минуту, температура тела се повиси и до 38°C, знојење премашује 1 литар на час, осећа се велика жеђ и људи пију до 10 литара воде дневно. Уз све то појављује се апатија, смањује апетит и радна способност. Прве тегобе код нормално здравих особа пролазе већ после три месеца, а пуна аклиматизација наступа тек после две-три године. У приобалским крајевима прашумске климе извесно освежење доноси зморац (ветар с мора, океана), па су приморски крајеви гушће насељени од области у унутрашњости континената са оваквим поднебљем.

Типични представници Af климата су Паданг (сл. 125) и Сингапур (таб. 39).

Am — Тропска монсунска клима је најраспрострањенија у приморском појасу југоисточне Азије- у Вијетнаму, јужној Бурми, делти Ганга и Брамапутре и на Малабарском приморју. Незнатно је заступљен у североисточној Аустралији, а више у североисточној Амазонији, у Гијани и источним крајевима Венецуеле. Средња годишња температура у низијским местима виша је од 23°C, годишња амплитуда температура у крајевима који су најдаљи од полутара износи 6—7°C, а у онима који су му ближи 1,5—3,5°C. Највише теменпратуре се појављују пред почетак монсунских киша. Релативна влажност ваздуха је већа од 70%. У време летњег монсуна просечна облачност износи 6 до 9 (6/10 односно 9/10 небо је покривено облацима), а у време зимског 2 до 6. У време летњег монсуна нагло се повећава релативна влажност ваздуха, па су тада услови за живот белаца прилично тешки, слични онима у прашумској клими. Количина падавина већа је од 1000 мм. У неким местима, где и зимски монсун доноси падавине прелазећи преко морских површина (Цејлон и северни Филипини) постоје два максимума падавина. Биљни свет је сличан оном у Af климату.

Типични представници Am климата су Бомбај (сл. 126) и Акијаб (Akyab) у Бурми (таб. 39).

Aw — Клима савана је типична у областима које леже између 5—10° и 15—20° на обема ширинама, дакле, у јужном Судану, ванпланинској Етиопији, у приморју између ушћа Цубе и Лимпопа, затим на западном Мадагаскару, у унутрашњости Декана и Индокине, у Северној Аустралији, на пацифичкој обали Мексика, на полуострву Јукатану, у сливу Оринока и на Бразилској висоравни. Ове области су зими под утицајем субтропског антициклона, у којем због претежног низлазног струјања ваздуха нема услова за кондензацију водене паре, настанка облака и падавина, па се тада појављује сушно доба; у крајевима који су дуж поларних граница Aw климата сушно доба траје око 6 месеци, а дуж полутарских граница до 4 месеца. Лети се субтропски циклони померају према половима за 10—15° географских ширина. Тада у ове области продиру влажне масе тропског ваздуха, доносећи обилне падавине и време као у крајевима са прашумском климом. Ипак, летње кише не могу да надокнаде сву воду које због сушног периода нема довољно за опстанак шумске вегетације, каква је у областима са Af и Am климатом. Ње има само у узаним појасима који прате речне токове — то су тзв. „галерије шума" —, док иначе преовлађује вегетација типична за савану — високе траве са усамљеним стаблима баобаба, акација и др.

Годишње амплитуда температуре ваздуха већа је него у Af и Am климату и износи 5—12°C. Максималне температуре су пред појаву кишног периода; иако су високе добро се подносе због смањене релативне влажности ваздуха, чија је просечна годишња вредност мања од 80%. Она се повећа у време кишног периода, када су биоклиматски услови слични онима у Af климату. Тада се и облачност повећа — од 2—3 у сувом, до 4—9 у кишном периоду.

Типичан представник Aw климата је Кујаба (Cuiaba) у Бразилу (таб. 39).

Табл. 39 — Типични представници А климата

	J	Ф	М	А	М	J	J	А	С	О	Н	Д	Год.
Af климат – Сингапур – 1°17′ N, 103°51′ E, 5 м а. в.													
t° C	25,5	25,8	26,3	26,6	**27,0**	26,6	26,8	26,5	26,4	26,5	26,1	26,7	26,3
X мм	246	181	185	197	166	177	169	198	175	201	256	**263**	2414
r %	**85**	81	82	82	83	82	81	81	81	82	82	82	82
Am климат – Акијаб – 20°8′ N, 92°55′ E, 6 м а.в.													
t° C	20,9	22,6	26,2	28,7	**29,4**	27,9	27,4	27,3	27,9	27,5	25,5	22,1	26,1
X мм	3	5	13	53	356	1191	**1392**	1148	564	277	140	20	5166
Aw климат – Кујаба – 15°36′ S, 56°06′ W, 165 м а.в.													
t° C	27,1	27,0	27,1	26,9	25,8	23,9	23,8	25,6	27,4	**28,1**	27,6	27,2	26,5
X мм	**245**	227	207	103	51	7	6	28	52	112	153	201	1392

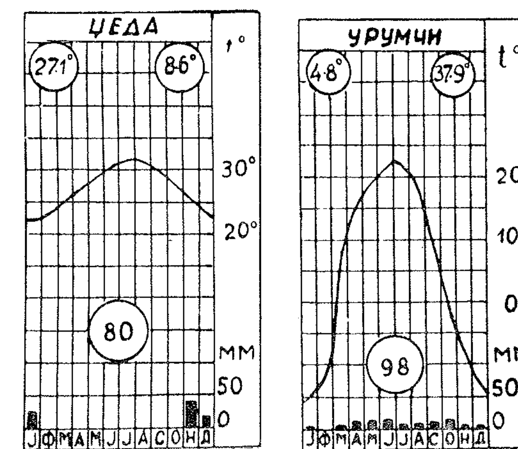
B. Климати

BS — Степска клима се у зависности од средње годишње температуре ваздуха дели на два типа — на BSh и BSk климат.

BSh — Т о п л и с т е п с к и к л и м а т има средњу годишњу температуру ваздуха вишу од 18°C. Најраспрострањенији је у Африци — северно и јужно од Сахаре, потом у југозападној Африци у северозападној Арабији, јужном Ираку и Ирану, у северозападној Индији, као и северно и источно од Велике пустиње у Аустралији.

У вишим ширинама топлог степског климата падавине се излучују зими при продорима циклона; лето је суво, па се зато овај климат по Кепеновом обележавању означава са BShs. У нижим ширинама, према појасу саванске климе, падавине се излучују при летњим продорима влажних тропских ваздушних маса; зиме су суве, а овај тип климата означава се са BShw.

BSk — Х л а д н и с т е п с к и к л и м а т има средњу годишњу температуру ваздуха нижу од 18°C, али је температура најтоплијег месеца виша од 18°C. Најраспрострањенији је у Евроазији — где обухвата јужну Украјину, Прикаспијску низију и степе око Азијских пустиња северно од 35° с. ш. Овај климат је заступљен и јужно од Велике пустиње у Аустралији, као и у Патагонији у Јужној Америци. У Северној Америци је заступљен с обе стране Стеновитих планина.



Сл. 127. — Климатограм пустињског топлог климата (BWh) — Џеда у Саудијској Арабији

Сл. 128. — Климатограм пустињског хладног климата (BWk) — Урумчи у Џунгарији (НР Кина)

BSk климат је типичан за унутрашњост континената. Падавине се излучују претежно у летњој половини године, па се он може означити као BSkw климат.

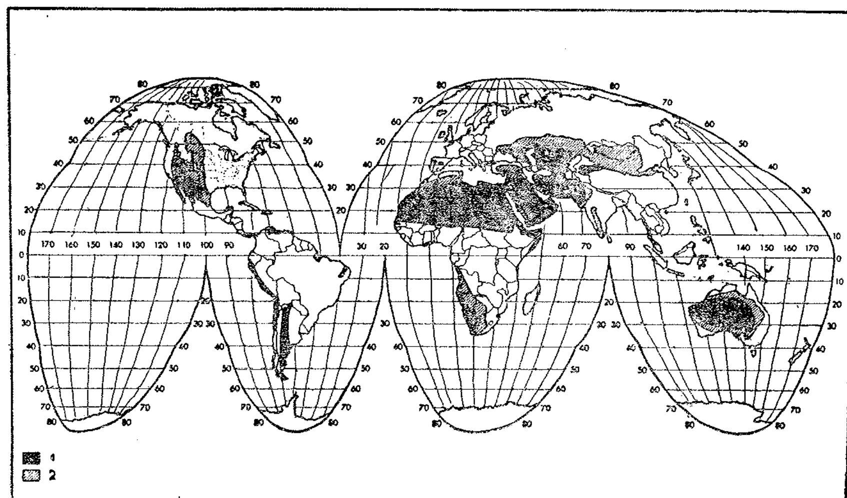
Типични представници BS климата су Делхи (BSh) и Ахтуба (BSk) — таб. 40.

BW — Пустињска клима се такође у зависности од средње годишње температуре ваздуха дели на два типа — на BWh и BWk климат.

BWh — Топли пустињски климат има средњу годишњу температуру ваздуха вишу од 18°C. Најраспрострањенији је у Африци, где обухвата највећу пустињу на свету — Сахару, потом у јужној Арабији — Руб ел Хали, у Индији — Тар, у Аустралији — Велику пустињу, у САД — Долину смрти и неке друге мање. Годишња висина падавина у пустињама са BWh климатом мања је од 250 мм годишње. Има места у којима по више месеци нема ни капи падавина (нпр. Каиро, Маскат, Џеда (сл. 127), Картум и др.) или их уопште нема годинама (Асуан).

BWk — Хладни пустињски климат има средњу годишњу температуру ваздуха нижу од 18°C, али је температура најтоплијег месеца виша од 18°C. Овакву климу имају пустиње у Средњој Азији — од Кара Кума до Гобија, потом на мањим површинама у југозападној Африци — Намиб, и у јужном при атлантском појасу Патагоније. Годишња висина падавина у пустињама са BWk климом није већа од 150 мм. Типичан представник овог климата је Урумчи (сл. 128) у Џунгарији (НР Кина).

Типични представници BW климата су Асуан (BWh) и Урумчи (BWk) — таб. 40. Географско распрострањење BS и BW климата приказано је на сл. 129.



Сл. 129. — Карта распрострањена пустињских (1) и степских (2) климата

Табл. 40 — Типични представници B климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
BSh климат — Делхи — 28°39′ N, 77°17′ E 220 м а.в													
t° C	14,3	16,8	23,4	30,7	33,2	**33,4**	30,2	29,2	28,8	25,9	19,7	15,3	25,1
X мм	25	15	13	10	18	24	**193**	178	120	13	3	10	672
BSk климат — Ахтуба — 48°18′ N, E, 45°09′ 5 м а.в.													
t° C	—9,9	—7,9	—1,9	8,1	17,0	21,9	**24,7**	23,0	15,8	7,7	0,1	—5,7	7,7
X мм	18	15	12	17	25	**28**	22	18	**21**	20	26	2,3	245
BWh климат — Асуан — 24°02′ N, 32°53′ E, 128 м а.в.													
t° C	15,0	17,0	20,9	25,7	29,4	32,1	**32,8**	32,4	30,4	27,6	22,1	16,7	25,2
X мм	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BWk климат — Урумчи — 43°52′ N, 87°36′ E, 880 м а.в.													
t° C	—15,4	—13,3	—4,6	7,8	14,8	20,1	**22,2**	20,2	15,8	6,3	—4,6	—12,6	4,7
X мм	5	2	5	10	13	**15**	5	8	10	**15**	5	5	98

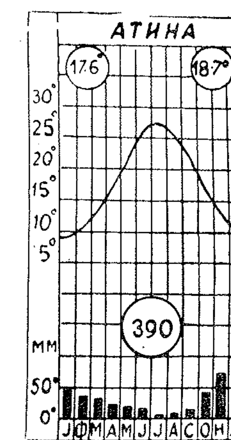
C. Климати

Cw — Умерено топла (синијска) клима је заступљена у средњој Кини и суподини Хималаје у Азији, на висоравнима Африке јужно од полутара, а у Јужној Америци у јужном Бразилу и Уругвају. Незнатно је заступљена у источној Аустралији, на источној страни Мадагаскара, у планинама Етиопије и западној половини Мексика али без приморског појаса.

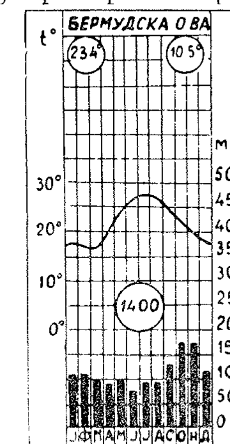
Према просечној температури најтоплијег месеца синијска клима се дели на умерено топлу са жарким летом Cwa и умерено топлу са топлим летом Cwb. Годишњи ток температуре ваздуха и падавина приказан је у таб. 41, где је као типични представник Cwa климата дат Шантоу (Svatou) у Кини, а за Cwb климат Мексико.

Cs — Средоземна клима је карактеристична у приморским крајевима око Средоземног мора, у југозападној Аустралији, јужној Африци (најјужнији крајеви), средњем Чилеу и у Калифорнији. Општа одлика овог климата је сезонска расподела падавина и жарка и топла лета.

Према просечној температури најтоплијег месеца средоземна клима има два типа — Csa и Csb климат; први има жаркa, a други топла лета. Типичан представник првог климата, Csa, јесте Атина (сл. 130) и Малага, а Csb климата Лос Анђелос. Годишњи ток температуре ваздуха и падавина у овом местима дат је у таб. 41.



Сл. 130. — Климатограм медитеранског климата (Cs) — Атина у Грчкој



Сл. 131. — Климатограм умерено топле и влажне климе (Cf) — Бермудска острва у Атлантику

Cf — Умерено топла и влажна клима има равномерно расподељене падавине током целе године, што је веома повољно за развој шума (изразито у Cfb „климату букве“). Овај је климат (сл. 131) типичан за Велику Британију, западну Француску, земље Бенелукса, Немачку, Пољску, Данску и јужну Шведску, југоисток САД (изузев Флориду, Cfa — „Вирџинијски климат“), у земљама око ушћа Паране, у јужном Чилеу, у Јапану, источној Аустралији и на Новом Зеланду.

Према просечној температури најтоплијег месеца умерено топла и влажна клима дела се на Cfa климат — влажну субтропску климу (или умерено топлу климу са жарким летом) и на Cfb климат — умерено топлу климу с топлим летом (односно умерено топлу климу западних приморја). Типични представник Cfa климата је Токио, а Cfb климата Париз. Годишњи ток температура и падавина у овим местима приказан је у таб. 41.

Табл. 41 — Типични представници C климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
Cwa климат — Шантоу — 23°27′ N, 116°45′ E, 10 м а.в.													
t° C	15,0	14,1	16,6	20,9	25,0	27,6	**28,9**	28,8	27,7	24,6	20,3	16,5	22,2
X мм	31	44	96	200	206	**248**	176	167	159	78	41	58	1504
Cwb климат — Мексико — 19°24′ N, 99°12′ W, 2309 м а.в.													
t° C	11,6	13,2	15,4	16,6	**17,6**	16.6	15,6	15,5	15,4	14,4	12,8	12,0	14,7
X мм	6	7	9	20	52	128	**163**	157	151	48	17	7	765
Csa климат — Малага — 36°07′ N, 5°21′ W, 23 м а.в.													
t° C	12,3	13,3	14,7	16,9	19,3	23,0	25,8	**26,1**	23,6	19,5	15,9	13,1	18,6
X мм	80	56	78	61	23	9	2	4	33	76	90	87	599
Csb климат — Лос Анђелос — 34°05′ N, 118°17′ W, 103 м а.в.													
t° C	12,3	12,9	14,0	15,1	16,6	18,9	20,9	**21,4**	20,3	18,2	15,7	13,4	16,7
X мм	78	84	70	26	11	2	0	0	4	17	30	66	388
Cfa климат — Токио — 35°41′ N, 139°45′ E, 6 м а.в.													
t° C	2,9	3,5	6,7	12,4	16,4	20,5	23,9	**25,4**	22,0	15,9	10,2	5,2	13,8
X мм	55	75	111	128	150	166	131	109	**203**	185	109	54	1476
Cfb климат — Париз — 48°49′ N, 2°29′ E, 50 м а.в.													
t° C	2,1	3,7	5,9	10,0	13,1	16,6	**18,0**	17,7	14,7	9,0	5,8	2,7	10,0
X мм	36	28	37	39	47	53	50	47	48	**54**	48	40	527

D. Климати

Dw — Умерено-хладни (бореални) климат са сувом зимом је најтипичнији у источном Сибиру, на совјетском Далеком Истоку, у Манџурији и северној Кини. Dw климат има претежно одлике континенталног поднебља. У областима тог климата зими је развијен антициклон. Он условљава ведро време, ниске температуре ваздуха

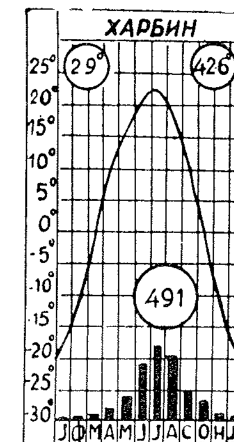
и малу количину падавина. Међутим, у летној половини године, када се тле загреје, у овој области је ваздушни притисак нижи него над суседним океанским површинама. Отуда у њој појава слабог (вантропског) летњег монсуна, који доноси око 80% од годишње висине падавина. Монсун је све изразитији у правцу југа. Стога се и количина падавина повећава у том смеру и на планинама Манџурије и североисточне Кине износи и преко 1.000 мм годишње.

У зависности од просечних месечних температура ваздуха Dw климат се може поделити на четири типа: Dwa, Dwb, Dwc и Dwd климат.

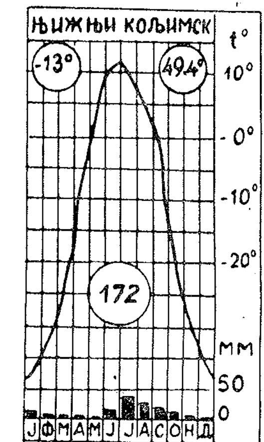
Dwa — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а ж а р к и м л е т о м типична је у североисточној Кини. Типични представник овог климата је Пекинг (таб. 42). Његова је одлика да се највећа месечна количина падавина излучује у најтоплијем месецу, а најмања у најхладнијем. Просечна годишња висина падавина је између 500 и 1.000 мм.

Dwb — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а т о п л и м л е т о м типична је у северној Манџурији и сливу доњег тока Амура. Типичан представник Dwb климата је Харбин (сл. 132), односно Хабаровск (таб. 42). У погледу режима падавина овај климат има исте особине као и Dwa, само је средња годишња висина мања и износи 450—750 мм.

Dwc — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а с в е ж и м л е т о м карактеристична је за источни Сибир и Совјетски Далеки Исток. Називају је још и трансбајкалском климом. Типичан представник овог климата је Чита (таб. 42). Годишња висина падавина је још мања него у претходном климату; она износи 250—400 mm.



Сл. 132. — Климатограм умерено хладног поднебља са сувом зимом (Dw) — Харбин у Манџурији (НР Кина)



Сл. 133. — Климатограм умерено хладног климата са врло хладном и сувом зимом (Dwd) — Њижњи Кољимск у источном Сибиру

Dwd — С у в и б о р е а л н и к л и м а т с а в р л о х л а д н о м з и м о м карактеристичан је у источној Јакутији — у сливовима средњих токова Лене, Индигирке и Колиме. Средње месечне температуре најхладнији месеци ниже су од —38°C. Средња годишња висина падавина је веома мала — мања од 250 мм годишње. Типичан представник Dwd климата је Њижњи Кољимск (сл. 133) и Јакутск (таб. 42).

Df — Умерено-хладни (бореални) влажни климат има падавине скоро равномерно распоређене током целе године, па практично нема сувог раздобља. Карактеристичан је за велике површине у северној Азији, северној Европи и северној половини Северне Америке. Док Dw климат има претежно континенталне особине, Df климат има више маритимна својства.

У зависности од просечних месечних температура ваздуха у Dw климату се разликују четири типа: Dfa, Dfb, Dfc и Dfd.

Dfa — Влажна бореална клима са жарким летом је карактеристична у сливу горњег тока реке Мисисипи (изузев планине на западу), у већем делу Доњецког басена и у Влашкој низији. Годишња количина падавина креће се између 550 и 1.000 мм; оне се излучују највише у рано лето, када су потребне многим биљним културама. Типичан представник Dfa климата је Букурешт (таб. 42).

Dfb — Влажна бореална клима са топлим летом типична је за већи део европске територије Совјетског Савеза, за северну Румунију и источну половину Пољске, као и на јапанском острву Хокаиду, а у Северној Америци у јужној Канади источно од Стеновитих планина. Поред тога Dfb климат заступљен у виду „острва климе" на неким планинама — у Алпама, Карпатима, на Кавказу, у Анадолији итд. На јужној полулопти D климат је заступљен једино овим типом на планинама Јужног острва Новог Зеланда. Средња годишња висина падавина је између 300 и 700 мм, које су претежно фронталног порекла. Типичан представник Dfb климата је Москва (таб. 42).

Dfc — Влажна бореална клима са свежим летом заступљена је у највећем делу Канаде, у Шведској, Финској, северним крајевима европске територије Совјетског Савеза, у западном и средњем Сибиру, као и на Камчатки. Овај климат се одликује наглим прелазом из лета у зиму, тако да практично нема прелазних годишњих доба. Средња годишња висина падавина није велика — 300—550 мм годишње. Типичан представник Dfc климата је Черчил (таб. 42) у Канади.

Dfd — Влажна бореална клима са врло хладном зимом заузима мали простор у Сибиру — западно од реке Лене, као и мању површину северно од полуострва Камчатке. Годишња висина падавина је мала — 150—250 мм. Карактеристични представник Dfd климата је Вилујск (око 400 км северозападно од Јакутска).

Табл. 42 — Типични представници D климата

	J	Ф	М	А	М	J	J	А	С	О	Н	Д	Год.
Dwa климат — Пекинг — 39°57′ N, 116°28′ E, 37 м а.в.													
t° C	−4,6	−1,4	5,1	13,8	19,3	24,3	**26,1**	24,6	20,1	12,5	3,8	−2,4	11,8
X мм	3	5	7	14	42	90	**237**	152	73	18	9	3	653
Dwb — Харбин — 45°45′ N 126°48′ E, 150 м а.в.													
t° C	−20,0	−15,5	−60,0	5,7	13,4	19,2	**22,6**	21,1	14,0	5,0	−7,0	−17,1	2,9
X мм	3	5	10	21	41	89	**121**	103	50	31	11	6	491

Наставак таблице 42.

Dwc климат — Чита — 52°02′ N, 113°30′ E, 683 м а.в.													
t° C	−27,4	−22,3	−12,4	0,0	7,9	15,7	**18,7**	15,4	8,2	−1,7	−14,5	−24,1	−3,0
X мм	2	2	3	8	28	46	**90**	84	33	11	5	5	319
Dwd климат — Јакутск — 62°01′ N, 129°43′ E, 102 м а.в.													
t° C	−43,5	−35,5	−22,2	−7,9	5,6	15,5	**19,0**	14,5	6,0	−8,0	−28,0	−40,0	−10,4
X мм	6	5	3	6	13	27	33	**41**	22	12	10	7	187
Dfa климат — Букурешт — 44°25′ N, 26°05′ E, 84 м а.в.													
t° C	−3,4	−0,8	4,8	11,2	16,8	20,4	**22,7**	22,1	17,5	11,6	4,3	−0,6	10,6
X мм	30	28	38	43	59	**110**	56	55	52	41	41	31	589
Dfb климат — Москва — 55°46′ N, 37°40′ E, 167 м а.в.													
t° C	−10,8	−9,1	−4,8	3,4	11,8	15,6	**18,0**	15,8	10,1	3,7	−2,8	−8,0	3,6
X мм	36	37	34	42	49	67	**79**	72	56	59	45	37	613
Dfc климат — Черчил — 58°51′ N, 95°11, W, 5 м а.в.													
t° C	−28,3	−27,1	−21,2	−10,0	−1,3	5,9	**12,1**	11,3	5,4	−2,9	−14,9	−23,9	−7,9
X мм	12	15	22	23	24	47	56	**68**	59	36	26	17	405

Е. Климати

ET — Клима тундре је заступљена у прибрежном појасу северне Европе, Азије и Северне Америке према Северном Леденом океану, на Колинским планинама у источном Сибиру, на полуострву Чукчи, на северном Исланду, на Шпицбершким острвима, источном и западном приморју Гренланда, на антарктичким острвима јужно од 63° ј. ш. и на високоравнима Тибета и Скандинавије. Количина падавина је незнатна и оне се излучују при продорима циклона у више ширине.

Типични представник овог поднебља је Ангмагсалик на источној обали Гренланда — 65°36′ N, 37°34′ W, 29 м а.в.

	J	Ф	М	А	М	J	J	А	С	О	Н	Д	Год.
t° C	−7.1	−6,4	−5,5	−2,4	2,0	5,4	**7,5**	6,4	3,6	−2,4	−4,0	−5,1	−0,5
X мм	88	44	56	61	70	53	54	63	103	**159**	87	68	906

EF — Климат вечите хладноће је заступљен на арктичким и антарктичким острвима, а најтипичнији је у унутрашњости Гренланда и Антарктиде. Средња месечна температура најтоплијег месеца нижа је од 0°C. Падавина је мало — око 100—150 мм годишње (изузетно 500—750 мм). Ово су најхладнији предели на Земљи са температурама које се зими спуштају испод —50°C, па чак и испод —80°C. Пошто су без сталног становништва, ненасељене, ове области се називају још и „ледене пустиње".

3. РАСПРОСТРАЊЕЊЕ КЕПЕНОВИХ КЛИМАТА НА КОНТИНЕНТИМА И ОКЕАНИМА

Кепенова класификација климата добила је опште признање многих климатолога. Познати совјетски географ Л. С. Берг истиче у свом уџбенику „Основи климатологије" (1938.) да је „Кепен у низу радова дао изврсни систем климата". Али, ова класификација има и извесне недостатке на које треба указати. Тако се на пр. Арканзас и Мисури битно разликују од Флориде, па ипак су стављени у исти климатски тип и варијанту. Исти је случај са источном Пољском и западним Сибиром, Бенгуелским (Анголским) и Чилеанским приморјем итд. Границе између пустиња и степа повучене су углавном произвољно, без одређеног физичко-географског критеријума. Велику тешкоћу представљају, нарочито за оне који не знају немачки језик, многобројна слова — знаци односно „формуле" Кепенових климата.

Планиметрисањем климатске карте света по Кепеновој класификацији*), М Хендл (*43*, 50) је одредио површине на којима су заступљени поједини климатски типови (таб. 43). На копну је највише распрострањен BW климат (26,0 милиона км²), а потом Df климат (23,4 милиона км²). На мору је најраспрострањенији Af климат (65,1 милиона км²), а затим ET климат (54,4 милиона км²).

Табл. 43 — Распрострањење Кепенових климата на континентима и океанима

	Af	Aw	As	BS	BW	Cf	Cw	Cs	Df	Dw	Ds	ET	EF	Укупно
Северна Америка	0,2 **0,8**	0,8 **3,3**		2,6 **10,8**	0,8 **3,3**	3,1 **12,9**	0,4 **1,7**	0,5 **2,1**	10,2 **42,3**		0,2 **0,8**	3,5 **14,5**	1,8 **7,5**	24,1 **100,0**
Јужна Америка	3,5 **19,7**	6,8 **38,2**	0,1 **0,6**	1,7 **9,5**	0,9 **5,0**	1,6 **9,0**	2,4 **13,5**	0,1 **0,6**				0,7 **3,9**		17,8 **100,0**
Евроазија	2,4 **4,5**	1,9 **3,5**		5,9 **10,9**	9,6 **17,8**	4,3 **8,0**	3,2 **5,9**	2,2 **4,1**	13,2 **24,4**	6,6 **12,2**	0,6 **1,1**	4,1 **7,6**		54,0 **100,0**
Африка	1,4 **4,8**	7,9 **27,1**		5,7 **19,5**	11,5 **39,4**	0,2 **0,7**	2,2 **7,5**	0,3 **1,0**						29,2 **100,0**
Аустралија	0,7 **8,2**	0,7 **8,2**		2,6 **30,5**	3,2 **37,6**	0,9 **10,6**	0,1 **1,2**	0,3 **3,5**				0,02 **0,2**		8,5 **100,0**
Антарктик													14,1 **100,0**	14,1 **100,0**
Острва у Атлантику				0,01 **5,0**	(<0,01) —	0,03 **15,0**		(<0,01) —				0,16 **80,0**		0,20 **100,0**
Острва у Пацифику	0,15 **32,6**	0,02 **4,4**		(<0,01) —	0,01 **2,1**	0,25 **54,4**			0,03 **6,5**					0,46 **100,0**
Острва у Индиј. ок.	0,14 **23,0**	0,17 **27,9**		0,08 **13,1**	0,02 **3,3**		0,19 **31,1**					0,01 **1,6**		0,61 **100,0**
Атлантик	6,6 **6,2**	7,0 **6,6**	1,0 **0,9**	12,9 **12,1**	17,4 **16,3**	21,5 **20,2**		9,0 **8,5**	1,0 **0,9**			21,2 **19,9**	8,9 **8,4**	106,5 **100,0**
Пацифик	47,4 **26,4**	17,9 **10,0**		18,6 **10,4**	18,9 **10,5**	46,5 **25,9**	0,4 **0,2**	6,3 **3,5**	2,3 **1,2**	0,4 **0,2**		18,4 **10,2**	2,6 **1,5**	179,7 **100,0**
Индијски океан	11,1 **14,8**	9,8 **13,1**		7,4 **9,9**	10,5 **14,0**	13,7 **18,2**		3,5 **4,7**				14,8 **19,8**	4,1 **5,5**	74,9 **100,0**
Копно	8,5 **5,7**	18,4 **12,3**	0,1 **0,1**	18,6 **12,5**	26,0 **17,5**	10,3 **6,9**	8,5 **5,7**	3,4 **2,3**	23,4 **15,7**	6,6 **4,4**	**0,8** **0,5**	8,5 **5,7**	15,9 **10,7**	149,0 **100,0**
Светско море	65,1 **18,0**	34,7 **9,6**	1,0 **0,3**	38,9 **10,8**	46,8 **13,0**	81,7 **22,6**	0,4 **0,1**	18,8 **5 2**	3,3 **0,9**	0,4 **0,1**		54,4 **15,1**	15,6 **4,3**	361,1 **100,0**
Земља	73,6 **14,4**	53,1 **10,4**	1,1 **0,2**	57,5 **11,3**	72,8 **14,3**	92,8 **18,0**	8,9 **1,7**	22,2 **4,4**	26,7 **5,2**	7,0 **1,4**	0,8 **0,2**	62,9 **12,3**	31,5 **6,2**	510,1 **100,0**

Беле бројке представљају површине континената и океана у милионима кв, км, а бројке дате црним слогом су одговарајући проценти.

*) У кепеновој класификацији климата издвојено је 11 главних климатских типова: At, Aw, BS, BW, Cw, Cs, Cf, Dw, Df, ET и EF. М. Хендл у датој табели издваја у групи А климата посебно As (док тропски монсунски климат, Am, прикључује прашумском — Af), а у групи D климата Ds. Стога у таб. 43 има 13 климата издвојених по критеријуму које је дао В. Кепен.

4. КЕПЕНОВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА У ЈУГОСЛАВИЈИ

Кепенова класификација климата пружа добре основе за решавање низа практичних и научних проблема иако има извесне недостатке. У нашој хидрометеоролошкој служби она је прихваћена и по њој је урађена реонизација поднебља Југославије. Извесно време се користила и класификација америчког климатолога А. Торнтвајта, али је касније напуштена јер не одговара нашим приликама (али је изврсна за североисток САД).

По Кепеновој класификацији климата у Југославији је заступљено десетак варијаната умерено-топлог С климата*).

У сливу Јадранског мора заступљено је 6 варијаната С климата.

1. Csa — типична етезијска клима: суво и топло лето — у јужном Приморју и на острвима јужно од Виса и Хвара. Типичан представник Csa климата је Хвар.

2. Cs"a(x) — прелазна варијанта етезијске климе: суво лето; у току влажне зиме краћи суви период — у средњој Далмацији. Типични представници ове варијанте су: Задар, Шибеник, Сплит и Макарска.

3. Csax" — прелазна варијанта етезијског климата: суво лето са максимумом падавина у пролеће и крајем јесени; облачност већа него код Csa климата — у ниској Херцеговини. Типичан представник Csax" климата је Столац.

4. Cs"b(x) — прелазна варијанта етезијске климе: нешто свежија лета и хладније зиме — у Херцеговини и јужној планинској Црној Гори. Типичан представник ове варијанте је Никшић.

5. Cfsax" — посебна варијанта етезијске климе: падавине су равномерније расподељене, иако су лета сува и топла, док се и зими јавља краћи суви период — у северној Далмацији, Хрватском приморју и Истри. Типичан представник Cfsax" је Пула.

6. Cfsbx" — још једна варијанта етезијске климе, али знатно удаљена од првог типа; разликује се од варијанте Cfsax" по нешто хладнијем лету — у великим крашким пољима високог крша. Типичан представник ове варијанте је Ливно.

У сливу Црног и Егејског мора заступљена су ове варијанте С климата:

1. Cfw"bx" — посебна варијанта умерено-топлог и влажног климата: у току лета краћи суви период; први максимум падавина у јесен, а други у пролеће — у североисточној Словенији и хрватској Подравини до Ђурђевца. Типичан представник Cfw"bx" је Вараждин.
2. Cfwbx" — посавска варијанта умерено-топлог и влажног климата: зима је сувља од лета; максимум падавина у рано лето — у Славонији, Посавини, Покупљу, северном босанском побрђу, нижем од 500 м а.в. Типичан представник Cfwbx" климата је Загреб.
3. Cfwax" — подунавска варијанта умерено-топлог и влажног климата: зима је нешто сувља од лета, које је врло топло, што је

*) Поред С климата разматра се укратко и одлика D климата, заступљеног на планинама и у местима изнад 500 м надморске висине.

карактеристика континенталног поднебља; максимум подавина се излучује у рано лето — у Војводини, северној и Источној Србији. Типичан представник Cfwax" климата је Београд.

4. $Cf_s^w bx$" — санџачка варијанта[1]) умерено-топлог и влажног климата: падавине су равномерно расподељене током целе године; однос између најсувљег и највлажнијег месеца стоје у размери као 1 : 1,6 до 1 : 2,0 (у Cs"b(x) климату овај однос је на Цетињу као 1 : 4,5); ипак, мај и јун су кишнији од осталих месеци, што је иначе одлика континенталног плувиометријског режима — од Травника, преко Сарајева, Прибоја, Новог Пазара и Косовске Митровице у појасу широком 40—70 км. Типичан представник овог климата је Сарајево.

5. Csw"ax" — специфична варијанта етезијске климе: суво лето, веома топло; зимски кишни период подељен краћим сувим; први максимум падавина у јесен, други у пролеће — могла би се означити као македонска варијанта етезијске климе, јер је типична у Македонији у крајевима нижим од 500—600 м надморске висине. Типичан представник ове варијанте је Битољ.

На вишем земљишту од 500 м и на планинама око јадранско-црноморског развођа појављује се посебна варијанта умерено-хладног (бореалног) климата, коју би требало назвати динарском. По Кепеноним симболима она има знак Dfwbx" на земљишту нижем од 1000—1200 м, а Dfwcx" на земљишту између 1200 и 2000 м надморске висине. Овакво поднебље је и на словеначким и македонским високим планинама.

II. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА Ем. де МАРТОНА

Француски географ Ем де Мартон (Emm. de Martonne) разликује шест већих *група климата,* које је означио словима латинске абецеде: А. жарке, В. монсунске, С. медитеранске, D. умереног поднебља, Е. пустињске и F. хладне. У свакој од ових група он издваја поједине *типове климата* — свега 9 са укупно 30 *подтипова* или *варијаната.*

Ем. де Мартон разликује следеће типове климата: 1. жарки без сувог доба (екваторијални), 2. жарки са сувим добом (тропски), 3. монсунски, 4. пустињски с топлом зимом, 5. пустињски с хладном зимом, 6. умерени са топлом зимом (субтропски), 7. умерени са хладном зимом, 8. хладни са топлим летом и 9. хладни са хладним летом.

Географско распрострањење типова и варијаната климе по Ем. де Мартоновој класификацији приказано је на сл. 135.

1. Индекс суше

Истичући да се „наша познавања климата заснивају на бројкама — средње величине температура, падавина итд." Ем. де Мартон напомиње „да не треба бити сувише педантан при употреби бројки; треба рачунати са чињеницом да је *клима укупност појава"* (*45,* 219), те би месец који се у умереном поднебљу рачуна за влажни у жарком, где је испаравање неупоредиво веће (види таб. 26 и 28), био при истој висини падавина сушни. Због тога је Ем. де Мартон покушао на нађе извесну везу између падавина, температура ваздуха и влажности неке области. У ту сврху он је увео појам тзв. *индекса суше* I који представља функцију падавина (x) и температуре ваздуха (t) а има два облика:

[1]) Ова климатска варијанта је распрострањена и изван Санџака, али је у њему најтипичнија.

први образац, $I = \frac{x}{t + 10}$, користи се при одређивању годишњих вредности индекса суше, док се други образац, $I = \frac{12\,x}{t + 10}$, употребљава за одређивање његових месечних вредности. У првом обрасцу x и t представљају годишње величине падавина и температуре ваздуха, а у другом обрасцу величине истих елемената, али за сваки месец посебно.

Поређењем карата индекса суше на једној страни и области које се по вегетацији рачунају у суве на другој, Ем. де Мартон је установио „да индекс суше 20 представља прилично добру границу сувоће по годишњим процесима: та иста бројка може да послужи за утврђивање сувих месеца у години" (*45,* 230).

Према првом обрасцу следеће вредности годишњег индекса суше одговарају одређеним предеоним целинама:

Годишњи индекс суше	Предеона целина
I < 5 —	*Изразите пустињске области,* као што је нпр. Сахара. Ареичне области (без редовног отицања воде).
5—10 —	*Граничне пустињске области* — пустињске степе, као што је Прикаспијска низија. Ово су ендореичне области — унутрашње одводњавање континената[1]).
10—20 —	*Степа.* У зависности од рељефа одводњавање је ендо или егзореично[1]). Индекс 20 представља горњу границу сушних области.
20—30 —	*Шумовите степе.* Егзореично одводњавање. Умерено отицање.
30—40 —	*Шуме* све више. Стално периферно одводњавање.
I > 40 —	*Шуме покривају сав простор.* Отицање обилно. Сувише влаге за житарице.

По другом обрасцу, за месечне вредности, израчунате су средње-месечне вредности индекса суше у Београду за период 1925. до 1940. године (таб. 44).

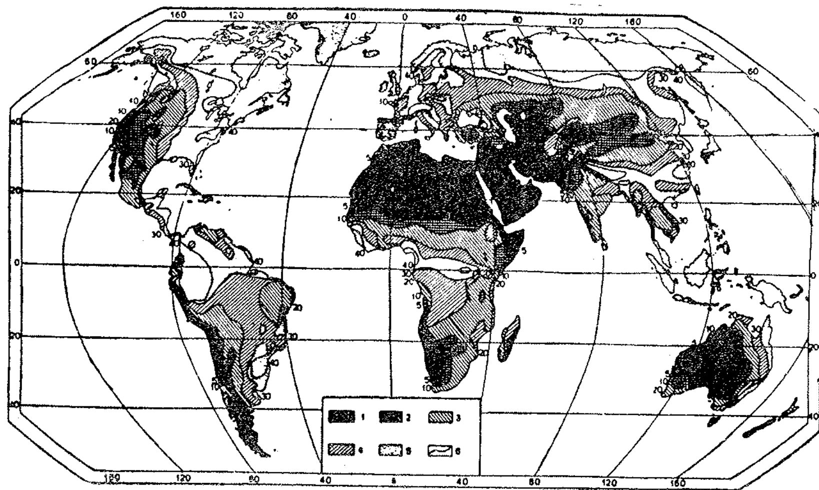
[1]) Види Д. Дукић — Општа хидрологија, Београд 1962. од. 24 и таб. 4.

Табл. 44 — Средњемесечне вредности падавина (x), температура (t) и индекса суше (I) у Београду за период 1925—1940. године

	J	Ф	М	А	М	J	J	А	С	О	Н	Д	Год.	Разл.
x мм	46	37	48	53	**82**	76	57	72	47	65	48	56	687	45
t° C	–0,2	1,1	6,2	11,9	16,8	20,4	**22,7**	21,3	17,8	12,7	8,0	1,1	11,6	22,9
I	**56,4**	40,0	35,5	29,0	36,7	30,0	21,0	27,6	20,3	34,3	32,0	55,5	31,8	35,2

Највећи индекс суше — од 40,0 до 56,4 — је у зимским месецима (XII—II), а најмањи — 20,3 дакле, на граници сувоће — у септембру, баш у доба када су најнижи водостаји на рекама у нашим крајевима са континенталним плувиометриским режимом.

Изоарида — линија која спаја места са једнаким годишњим вредностима индекса суше — са вредношћу I<5 поклапа се са границама пустиња, како тропских тако и вантропских (сл. 134). Изоариде од 10 и 20 поклапају се прилично добро са границама степа, а од 30 са планинским областима умерених предела и зонама тајге и тундре.



Сл. 134. — Карта годишњег индекса суше на Земљиној површини по Ем. де Мартону; вредности годишњег индекса суше I: 1. I < 5, 2. 5—10, 3. 10—20, 4. 20—30, 5. 30—40, 6. I > 40

Као и остале класификације климата и Ем. де Мартонова има извесних недостатака, који потичу због „несавршенства саме формуле, која не узима у обзир влажност тла — важан чинилац за распрострањење биљних формација, нити води рачуна о променама падавина и температура у току године, које условљавају специфични биолошки ефект тих климатских елемената за време вегетације" (*22*, 173). То

је уочио касније и сам Ем. де Мартон дајући 1942. године нови образац за годишњи индекс суше, који гласи:

$$I = \frac{x : (t + 10) + 12x : (t + 10)}{2}$$

тј. он је једнак полусуми годишњег индекса и индекса најсувљег месеца. На овај начин добијају се различите вредности годишњег индекса суше у областима са једнаком висином падавина али са различитим плувиометријским режимом.

2. ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАЊЕЊЕ КЛИМАТСКИХ ТИПОВА И ВАРИЈАНАТА ПО КЛАСИФИКАЦИЈИ ЕМ. ДЕ МАРТОНА

Ем. де Мартон је исцрпно изложио карактеристике свих 9 климатских типова[1]) и 30 варијаната. Задржаћемо се само на њиховим битним особинама и указати на области њиховог распрострањења, које је приказано и на сл. 135.

Жарки климати

У групи жарких климата Ем. де Мартон издваја три основна типа:

Гвинејски климат (A^1) — екваторијални тип, без сушног периода или са два максимума падавина (зениталне кише) и малом амплитудом темератпуре ваздуха — најчешће 1—2°C. Карактеристичан је за екваторијалне области Африке и Јужне Америке и за Средњу Америку.

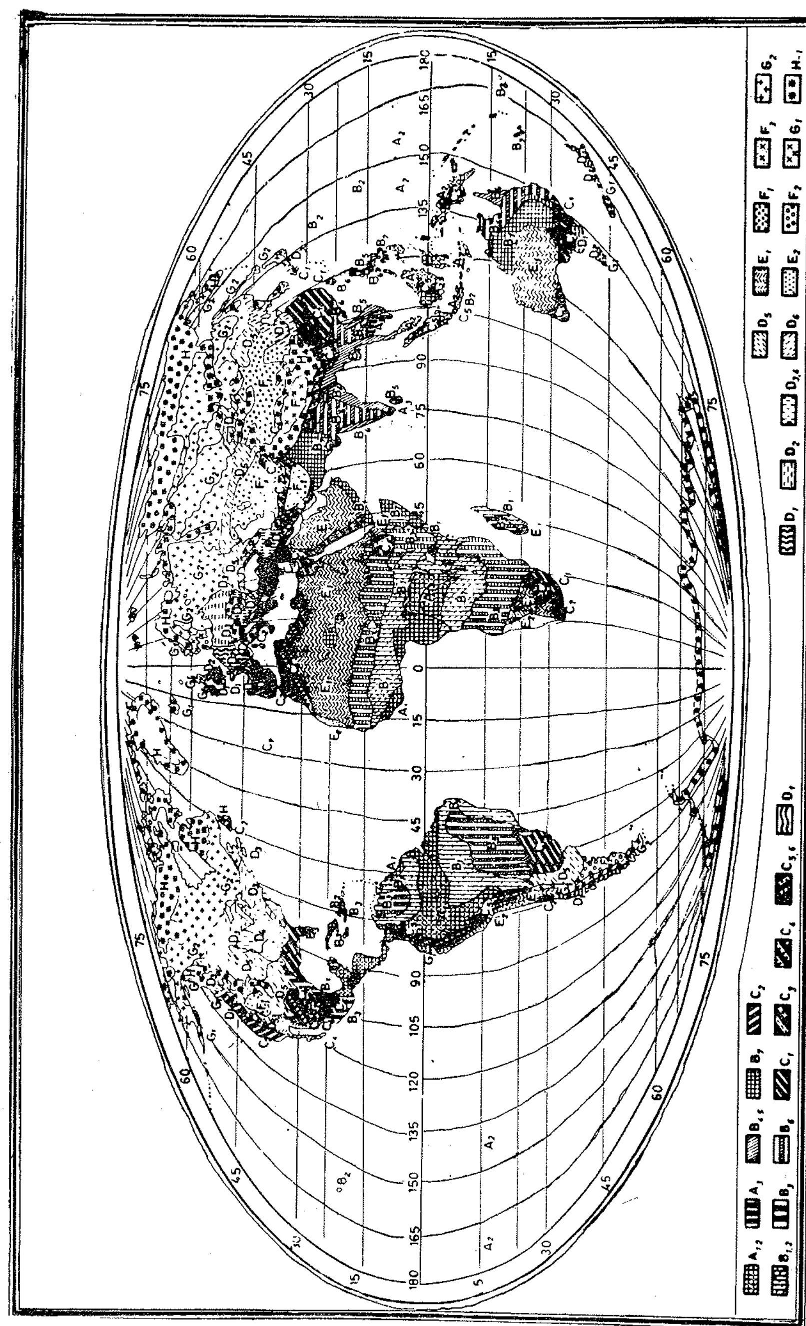
Судански климат (B^1) — субекватворијални тип, са сушним периодом (понекад два) који траје 3 до 5 месеци и два кишна и са амплитудом температуре ваздуха од 3—5°C. Овај климат лежи северно и јужно од гвинејског климата; распрострањенији је у Африци него у Јужној Америци.

Сенегалски климат (B^3) — тропски тип, са дугим сушним периодом — 3 до 7 месеци и влажним летом; амплитуде температуре ваздуха осетне — 4 до 13°C. Овај климат је распрострањен у тропским областима Африке, Средње и Јужне Америке.

У унутрашњости континента и на платоима који нису виши од 1.000 до 1.500 м,сваки од основних типова испољава се као континенталнији — има веће амплитуде температуре ваздуха и наклоњеност ка сушама.

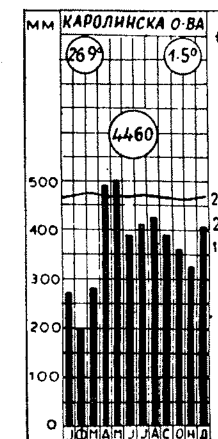
На океанским острвима, под утицајем огромних водених површина, велика је влажност ваздуха, док су амплитуде температуре незнатне, скоро их и нема. Гвинејском климату одговара екваторијални *океански климат* (A^2), а суданском субекваторијални *полинезијски или хавајски климат* (B^2).

[1]) Спајањем екваторијалног и тропског климата у жарки и хладног са топлим и хладним летом у хладни Ем. де Мартонова класификација климата може да се сведе на 7 типова климата, као што је овде и учињено.



Сл. 135. — Карта распростањења типова климата по Ем. де Мартоновој класификацији (објашњења у тексту)

У планинама изнад 2.000 м а.в. због опадања температуре ваздуха настају посебни висински топли климатски типови: гвинејски прелази у *колубијски климат* (C^5); температура ваздуха нижа је за десетак степени, али су амплитуде остале незнатне (у Квиту само 0,2° С, а у Боготи 1,0° С). Судански и сенегалски климат прелазе у *мексикански климат* (C^6); амплитуде температуре ваздуха су велике — до 17° С (у Сиудад Хереро у Мексику, на висини од 2.010 м).



Сл. 136 — Климатограм океанског климата (A^2) — Каролинска острва у западном Пацифику (објашњења климатограма дата су на сл. 125)

Монсунски климати

У жаркој и субтропској зони Ем. де Мартон је издвојио 6 монсунских климата:

Бенгалски климат (B^4) — типичан тропски влажни климат са знатним амплитудама температуре ваздуха (од 5,7° С у Бомбају до 11,5° С у Калкути); заступљен је не само у Бенгалији, него и на Малабарском приморју, у Бурми и Асаму и на полуострву Јорк у североисточној Аустралији.

Централно-хиндустански климат (B^6) — субтропски тип климата са изразитим сувим добом и још већим амплитудама температуре ваздуха него што су у бенгалском климату; централно-хиндустански климат је заступљен на Декану, у унутрашњости Индокине и у јужној Кини.

Пенџабски климат (B^7) — субтропски тип климата али са изразитим сувим периодом и амплитудама температуре ваздуха већим него у претходном климату — B^6. Пенџабски климат, који представља варијанту субпустињског климата, заступљен је у Западном Пакистану, на југу Арабије, у Сомалији и на севезоразаду Аустралије.

Анамски климат (B^5) — субекваторијални тип климата са кратким сувим периодом, јер због повољног пружања обале (у Анаму) и зимски монсун доноси падавине; има знатне амплитуде температуре ваздуха — веће од оних на Короманделском приморју. Анамски климат је заступљен још и на источној половини филипинског острва Лузона.

Камбоџански климат (A^3) — субекваторијални монсунски климат са годишњим током температуре ваздуха скоро сасвим сличним нормалном екваторијалном типу. Због погодног пружања обала према правцу дувања монсуна камбоџански климат се одликује стално влажним поднебљем. Поред Камбоџе заступљен је на крајњем југу Декана и на југозападној половини Цејлона, па га некад означавају и као цејлонски климат.

Кинески климат (C^1) — субтропски климат са обилним зимским падавинама, које су условљене кретањем циклона, карактеристичан за централну Кину, североисточну Аргентину и Уругвај, југоисток САД и Јужноафричке Уније и југоисточно приморје у Аустралији.

Умерени климати са топлом зимом

Међу умереним климатима са топлом зимом Ем. де Мартон издваја 4 типа:

Португалски климат (C^2) — типична океанска варијанта медитеранског климата. Упркос близине океана лето је врло суво у скоро целој Португалији — у Лисабону се од јуна до августа излучи свега 4% годишње висине падавина. Средња месечна температура зимских месеци виша је од 10°C. Сем у Португалији, овај климат је заступљен у мароканском и алжирском медитеранском приморју, око Кептауна у Јужној Африци, око доњег тока реке Мурej и у југозападној Аустралији, као и у Калифорнији.

Грчки климат (C^3) — континентална варијанта медитеранског климата; мада је полуострвска Грчка окружена морима има прилично оштру климу — зими северни ветрови продиру далеко на југ доносећи снег, а ако потрају дуже у Солунском заливу се појави лед поред обала. Летње суше трају 4—5 месеци; температуре ваздуха више су од 20°C пуних 5 месеци. У јулу и августу индекс суше у Атини износи свега 2,4 што одговара областима са пустињским поднебљем. Грчки климат је типичан за приморски појас Егејског мора, али је заступљен још и дуж источне обале Средоземног мора, јужног приморја Турске и на полуострву Барки у Либији.

Сиријски климат (C^4) — изразита континентална варијанта медитеранског поднебља, под јаким утицајем пустиње. Одликује се великим амплитудама температуре ваздуха и падавинама које се излучују у хладнијој половини године; у Јерусалиму, који годишње добије 750 мм падавина, кише уопште нема у три летња месеца, а у мају, септембру и октобру излије се само 17 мм падавина. Сиријски климат је заступљен још у унутрашњости Мале Азије, високим планинама у Ираку и Ирану, дуж западног приморја Арабије, у планини Атласу и приморју Либије, као и у унутрашњости Мексика.

Шпански плимат (D^2) — посебна варианта медитеранског поднебља измењена утицајима вантропског монсуна. Пиренејско полуострво делује као мали континент: зими је због релативно ниских температура (средња јануарска у Мадриду је 4,5°C) над њим висок притисак, а над околним морима низак; тада дувају хладни суви ветрови ка периферији полуострва. Лети је Пиренејско полуострво под утицајем азорског антициклона, па је мало падавина; највише их је ујесен (I максимум у новембру) и упролеће. У суштини шпански климат је ближи париском, па је стога и означен његовим симболом.

Умерени климати са хладном зимом

У овој групи климата, који су најраспрострањенији у Евроазији, Ем. де Мартон је издвојио 7 посебних климата:

Бретонски климат (D^1) — океанска варијанта ових климата. Одликује се незнатним амплитудама температуре ваздуха; најхладнији је јануар, а најтоплији август (у Бресту 7,1°C и 18,1°C). Падавине су уједначено расподељене, али их је знатно више у хладнијој половини године, када су чешћи пролази барометарских депресија. Нема већих непогода са проваламa облака, али зато данима може да пада ситна кишица. Најниже забележене температуре ваздуха достижу до —1,5°C, а највише до 25°C. Овај климат је типичан за Бретању, југозападну Енглеску, Велс, јужну Ирску, приморски део Британска Колумбије (у западној Канади), јужни Чиле, ширу околину Мелбурна у Аустралији, северну Тасманију и већи део Новог Зеланда.

Пољски климат (D^3) — континентална варијанта, супротна бретонском климату; одликује се сувом и хладном зимом због продора ваздушних маса из сибирског антициклона, а доста топлим и влажним летом — када је и максимум падавина, које се излучују при кретању барометарских депресија по путањама III_a, III_b, IV_b и V_b (сл. 106). У Варшави, типичном представнику овог климата, средња јануарска температура износи —4,01°C, а јулска 18,45°C. Снежни покривач траје око 3 месеца. Пољски климат је сем Пољске заступљен још у северној Украјини и области око Великих језера у Северној Америци.

Париски климат (D^2) — прелазна варијанта између бретонског и пољског климата; према Бресту Париз има континентално, а према Варшави океанско поднебље. Амплитуде температуре ваздуха веће су од 15°C, а максимум падавина је у јесењим месецима, који су незнатно влажнији од летњих. У париском климату снег пада више дана, али се одмах отапа. Зимски мразеви се јављају само ноћу; дању су врло ретки. Лето је умерено топло, али се могу појавити и врућине при продору топлих ваздушних маса са југоистока. Париски климат је заступљен у највећем делу Француске, земљама Бенелукса, Западној Немачкој и источној Енглеској.

Дунавски климат (D^4) — прелазна варијанта између пољског и грчког климата, али са наглашенијим континенталним утицајима, зима је краћа, пролеће влажније, а лето и јесен сувље него у пољском климату. Представници овог климата су Београд и Букурешт. Сем Панонске и Влашке низије, дунавски климат је типичан и за Паданску низију, као и за равнице око средњег тока реке Мисисипи.

Украјински климат (D^5) — јаче наглашена континентална варијанта дунавског климата — према истоку суше су веће и дуже трају, а зиме хладније и сувље. У Кијеву, који је представник украјинског климата, средња јануарска температура ваздуха износи —6,0°C, а јулска, када је најтоплије, 19,3°C. Максимум падавина је у јулу, а минимум у фебруару; такав плувиометријски режим типичан је за континентално поднебље. Украјински климат је заступљен и изван Украјине: у Прикаспијској низији, северним крајевима Казахстана, Тану-Туви, северозападној Манџурији, у северoамеричким преријама и аргентинским пампама.

Манџурски климат (D^6) — изразито континентално поднебље са специфичним одликама: термички режим типично континенталан — хладне зиме и врло топла, жарка лета —, а плувиометријски режим изразито вантропски монсунски — обилне летње падавине (максимум

у јулу), а врло суве зиме: у Пекингу се излучи само у јулу 237 мм падавина, а од новембра до марта — за 5 месеци, свега 27 мм. Овај климат је карактеристичан за низије у југоисточној Манџурији и североисточној Кини.

Јапански климат (D^7) — карактеристичан вантропски монсунски климат: упркос постојању топле Куро-Шиво струје зиме су хладне, што је последица зимског монсуна, који дува са азијског континента: у Токију, који има географску ширину јужног Пелопонеза, средња јануарска температура ваздуха износи само 2,9°C. Зимски монсун је влажан, јер његове ваздушне масе апсорбују доста влаге прелазећи преко Јапанског мора; он доноси доста снежних падавина нарочито планинама дуж западних обала Јапанских острва, док летњи монсун, са Пацифика, обилно влажи њихове источне обале. Јапански климат је најтипичнији на средњем и јужном делу острва Хондо.

Пустињски климати жарког појаса

У овој групи климата Ем. де Мартон је издвојио само два климата:

Сахарски климат (E^1) — најсувљи климат у жарком појасу. Велике су амплитуде температуре ваздуха и тла. Ретке падавине излучују се у северној Сахари у хладнијој, а на њеном југу у топлијој половини године. Степен сувоће се повећава према северном повратнику и од запада ка истоку. У Асуану, који лежи у долини Нила на 24°02' N, годинама не падне ниједна кап кише, док је средња годишња температура ваздуха у овом граду 25,2°C — најхладније је у јануару, 15,0°C, а најтоплије у јулу — 32,8°C. Сахарски климат обухвата целу Сахару, а заступљен је и у пустињама Сирије и Арабије, затим око доњег тока Колорада, а на јужној полулопти у Калахарију и у пустињама западне половине Аустралије.

Перуански климат (E^2) — посебна варијанта пустињског поднебља дуж океанских приморја у жарком појасу. Влажност ваздуха је велика, али ипак не долази до засићења ваздуха воденом паром, кондензације и падавина, него се појављују само честе магле. Нема мразева, који су забележени у Сахари, али ни високих температура ваздуха. Сем у приморју северног Чилеа и јужног Перуа, овај климат је заступљен и у Дамарландском приморју у Јужној Африци, где у унутрашњости континента прелази у сахарски климат. У Свакопмунду (22°41' S, 14°32' E), који је типични представник перуанског климата средња годишња висина падавина износи само 18 мм; у јуну и јулу нема падавина, а максимум је у децембру, када се излучи 4 мм кише. Амплитуде температуре ваздуха су незнатне — мање од 5°C.

Пустињски климати умереног појаса

Пустињске климате изван жарког појаса Ем. де Мартон назива хладним и међу њима издваја два типа:

Аралски климат (F^1) — типично поднебље у Азијским пустињама изван жарког појаса. Лето је врло топло. Ем. де Мартон каже да је чак топлије него у Сахари *(45,* 291), али није тако: средња јулска температура у Термезу (38°00' N, 68°00' E, 302 м а. в.) износи 31,5°C, док је нпр. у Асуану она виша од тога у јуну, јулу (32,8°C) и августу. У северним крајевима пустиња око Аралског језера падавине се излучују у летњим месецима, а у јужним у зимским. Тада, зими, у Аралску — који је око 800 км северније од Термеза — средња јануарска температура ваздуха износи —14,0°C, а у самом Термезу је тада + 1,0°C! Аралски климат је заступљен још и у пустињама Ирана, Авганистана и Монголије. У нешто измењеном виду је на платоима Великог басена у САД.

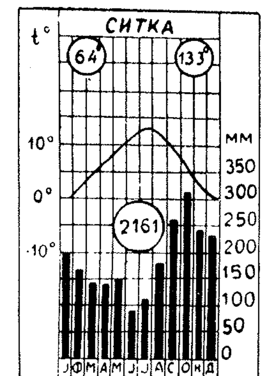
Патагонијски климат (F^2) — под утицајем океана патагонијски климат има мање амплитуде температуре ваздуха, али и мало падавина, које се излучују највише зими; у Сармнету (45°30' S, 69°00' W) се излучи годишње 125 мм падавина са максимумом у јулу — 21 мм, док су најсувљи децембар и јануар — по 4 мм падавина. Средња месечна температура јануара је 18,1°C, а јулска само 3,4°C. Овај климат није заступљен у другим областима.

Хладни климати

У групи хладних климата Ем. де Мартон је издвојио 4 типа:

Норвешки климат (G^1) — океанска варијанта хладног климата — свеже лето и релативно блага зима. У Трондхејму, који се може узети за типичног представника норвешког климата, средња месечна температура ваздуха износи у јулу, најтоплијем месецу, 14,0°C, а у фебруару, који је најхладнији, само —2,9°C иако овај град лежи на 63°26' N. Падавине су обилне и доста уједначено расподељене током године. Максимум падавина је у јесењим месецима, када су најчешћи продори барометарских депресија. Норвешки климат је заступљен још у Шкотској и на јужном приморју Аљаске.

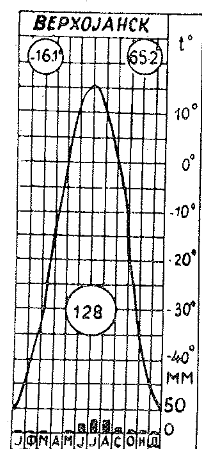
Сибирски климат (G^2) — изразито континентална варијанта хладног климата — зиме су врло хладне и дуге, а лета за те ширине врло топла. У Новосибирску (55°02' N, 82°55' E, 139 м а. в.) температуре ниже од 0°C трају 6 месеци — од новембра до априла; најхладнији месец је јануар —19,0°C, а најтоплији јули +19,0°C. Јули је истовремено и падавинама најбогатији месец, док је најсиромашнији април. Сибирски климат је заступљен у Сибиру, изузев његових северних крајева, у сливу Амура, у северној половини европске територије Совјетског Савеза, у Финској и средњој Шведској, у северној Канади изузев појас према Северном Леденом мору и на острву Огњеној земљи.



Сл. 137. — Климатограм норвешког климата (G^1) — Ситка на обали залива Аљаске

Поларни климат (H) — поднебље високих географских ширина — изразито хладно на Антарктику и Гренланду, као и у североисточном Сибиру и северној Канади, а мање хладно на острвима у Северном Леденом океану, која су под минималним упливом мањих огранака Голфске струје. Представник овог климата је Верхојанск (67°33' N, 133°23' E,

122 м а. в.). Зима је веома хладна и са минималним падавинама: средња месечна температура у јануару је —50,1°C, а у току 7 месеци са температурама ваздуха нижим од 0°C излучи се само 33 мм падавина. Лето је за те ширине топло; средња месечна температура јула је +15,1°C. Тада се излучује и максимум падавина (27 мм), којих је у Верхојанску веома мало — средња годишња висина износи само 128 мм.

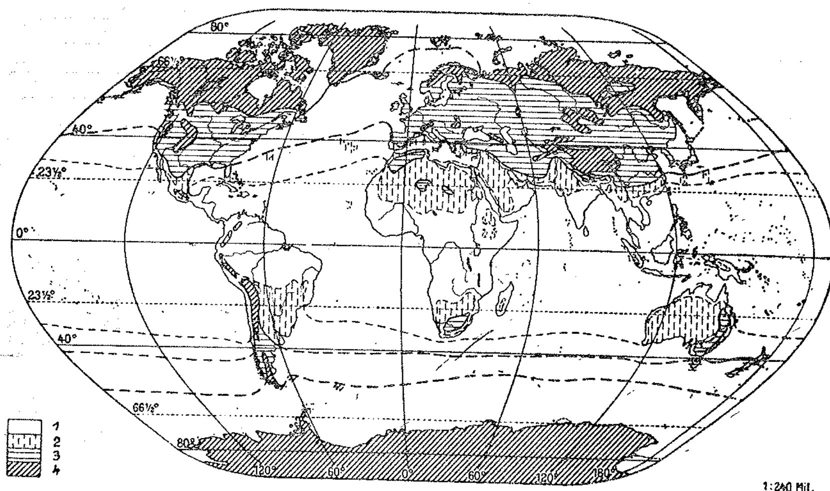


Сл. 138. — Поларни климат (H) — Верхојанск у источном Сибиру

Екстремне минималне температуре у поларним областима Сибира, Канаде, на Гренланду и на Антарктиди знатно су ниже од —50°C. Најниже забележене температуре износиле су: —67,8°C у Верхојанску, а —77,8°C у Ојмјакону; у средини гренландског инландајса —66,1°C, у Форт Јукону (Аљаска) —62,8°C; најнижа температура на Земљи забележена је у совјетској антарктичкој станици „Васток" у Источној Антарктиди и износила је —88,3°C (у августу 1958.).

Алпијски климат (H[1]) — планинска варијанта умерено топлих климата, измењена под утицајем високог планинског рељефа. Одликује се дугим, хладним и снежним зимама, а краћим, свежим и кишним летима. Типичан је за Алпе, Кавказ, Хималају и Куен Лун, као и за масив Алтаја.

Области са поларним и алпијским климатом доста добро се поклапају са крајевима у којима је број дана са мразом дужи од 90 дана (сл. 139, 4).



Сл. 139. — Карта области без мразева (1), са повременим мразевима (2), са мање од 90 дана са мразевима (3) и са преко 90 дана са мразевима (4) годишње (по Ј. Блитгену)

III. АЛИСОВЉЕВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

Класификација климата совјетског климатолога Б. П. Алисова (2) заснована је на генетском принципу. Полазећи од *услова опште циркулације атмосфере* Алисов издваја 7 основних климатских појасева — *екваторијални, два тропска, два умерена и два поларна* (сл. 140). Битне одлике поднебља у климатским појасевима зависе од особина ваздушних маса *само једног типа:* екваторијалног, тропског, поларног (умереног) и арктичког (на јужној полулопти антартичког) ваздуха.

Између основних климатских појасева налази се 6 прелазних појасева — по три на свакој полулопти. Прелазни појасеви се одликују *сезонским сменама* преовлађујућих ваздушних маса; то су:*два појаса тропских (екваторијалних) монсуна, два субтропска појаса и субарктички појасеви.* У сваком појасу издвојене су њихове маринске и континенталне варијанте.

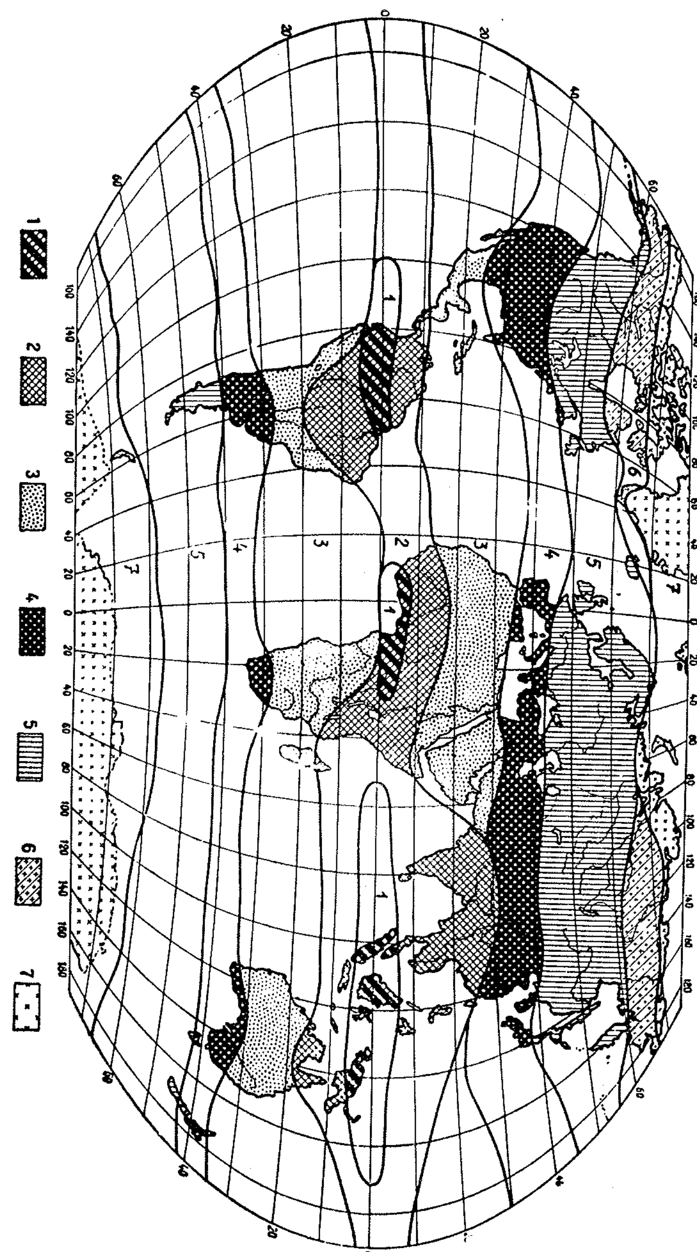
Границе климатских појасева одређују се *по средњем положају климатолошких фронтова* (сл. 98 и 99). Промене положаја ваздушних маса и климатолошких фронтова, који настају као последица неједнаког загревања Земљиних полулопти у летњој односно зимској половини године, приказане су шематски на сл. 141.

Опште одлике климата по Алисовљевој класификацији су следеће:

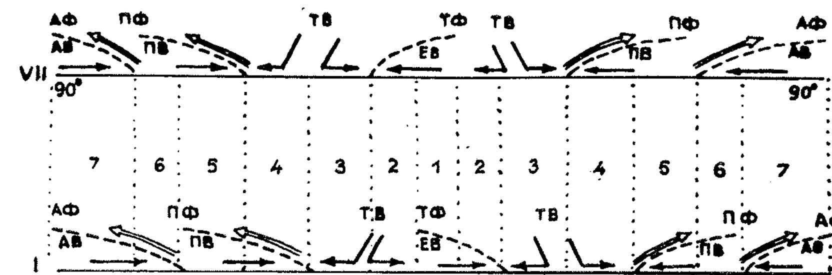
1. Појас екваторског ваздуха одликује се топлом и влажном климом у току целе године. Масе екваторског ваздуха формирају се трансформацијом тропског ваздуха. Оне су у току целе године изложене јаком Сунчевом загревању. Због тога је температура ваздуха висока и у свим месецима креће се од 23° (Либервил) до 29° (Манаос). Јака термичка конвенција условљава падавине конвективног постанка (од. 51). Њихова средња годишња висина износи 1000 до преко 700 мм (Андагоха у Колумбији). У појасу екваторског ваздуха заступљена су два климатска типа — континентални у областима cEV и марински у областима mEV (види сл. 98 и 99).

2. Појас екваторских монсуна је прелазни климатски појас и лежи између зимског и летњег положаја тропског фронта. У образовању климата зими преовлађује утицај тропског ваздуха (пасатни ветрови), те су зиме суве; међутим, лети преовлађује екваторски ваздух, па су лета кишна. Годишња висина падавина у низинама креће се од 460 мм (Маракаибо) до 3350 мм (Лагаспи на острву Лузону), а на падинама планина и до 12.000 мм (Черапуња на падинама планине Каси у Индији). Средња месечна температура свих месеца креће се између 20 и 30° C.

У појасу екваторског монсуна разликују се четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала.



Сл. 140. — Карта распрострањења типова климата по класификацији Б. П. Алисова; средњи положај ваздушних маса: 1. екваторски, 2. екваторских монсуна, 3. тропски, 4. суптропски, 5. умерених ширина, 6. субарктички, 7. арктички односно антарктички



Сл. 141. — Положај ваздушних маса и климатских фронтова у јулу (VII) и јануару (I) на Земљиној површини; бројеви 1—7 одговарају редном броју појасева ваздуха у тексту; ваздушне масе и фронтови дати су скраћеницама: АВ, АФ, ПВ, ПФ итд.

3. Појас тропског ваздуха лежи у зони високог ваздушног притиска, који се образује од антипасатских маса. Изнад континената и западних обала ваздух је сув, те се излучује незнатна количина падавина (Картум 132 мм, Лима 45 мм годишње). Због скоро стално ведрог неба загревање је велико, те је температура ваздуха висока (средња месечна температура ваздуха у мају у Картуму износи 33,5°C); дању се ваздух загреје у пустињама до 58° C (у Ел-Азизи у Либији) а тле до 80°; ноћу је радијација толика, да су забележени и мразеви у тропским пустињама. На источним обалама континената ваздух је топао и влажан (у Тампику се излучује годишње 1250 мм падавина).

У појасу тропског ваздуха издвајамо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала континената.

4. Појас субтропског ваздуха лежи у прелазном појасу зимског и летњег положаја поларног фронта. У образовању климата учествује лети тропски, а зими поларни ваздух. Због тога температура ваздуха лети износи просечно око 30°, а зими се спушта и до 15° испод нуле. Падавина је мало, нарочито у равницама — мање од 200 мм (Термес 59, Аралск 102 мм годишње), док се на планинама излучује преко 1500 мм (Ласа на 3700 м а.в. прима годишње 1600 мм падавина). Падавине се излучују на фронту између тропског и поларног ваздуха.

И у појасу субтропског ваздуха разликујемо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала континената.

5. Појас ваздуха умерених ширина лежи између појаса субтропског и појаса субарктичког (субантарктичког) ваздуха. Климат овог појаса образује се како утицајем локалних услова на поларни ваздух, тако и продорима арктичког (антарктичког) и тропског ваздуха. Велики значај имају циклони на поларном и арктичком фронту, који условљавају обилне фронталне падавине. Зими се падавине излучују из маринског ваздуха, који се издиже изнад прехлађеног континенталног, а лети из континенталног, када су заступљене и конвективне падавине. У континенталним областима средња јулска температура (а северној полулопти) у многим местима је виша од 22° (у Ахтуби

24,7° C, док је зими, јануарска температура, нижа и од 15 степени испод нуле (у Винипегу — 19,4° C). Амплитуда екстремених температура ваздуха изнад континената достиже до 60° C, а изнад океана до 15° C.

У појасу ваздуха умерених ширина издвајамо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и монсунски климат на источним обалама континената.

6. Појас субарктичког (субантартичког) ваздуха лежи у прелазном појасу зимског и летњег положаја арктичког фронта. У овом појасу лети провлађује поларни ваздух, а зими арктички. Лети су температуре доста високе — у јулу изнад 10° C, а зими се спуштају и преко 50° испод нуле, те су амплитуде температуре ваздуха веће од 60° али само изнад континената, док су изнад океана до 20° C. Падавине су искључиво фронталне а њихова годишња висина у већини места је мања од 250 мм (Верхојанск 128 мм).

У појасу субарктичког ваздуха разликујемо само два климатска типа — континентални и марински.

7. Појас арктичког (антартичког) ваздуха формира се у зони са негативним топлотним билансом, због чега је температура ваздуха скоро увек нижа од нуле. У овом појасу забележене су до сада најниже температуре ваздуха на Земљи — на Антарктиди у совјетској антарктичкој станици „Восток“ до 88,3° испод нуле! У атмосфери преовлађује антициклонско стање, које се појачава зими, а слаби лети, када се излучује већи део падавина. Њихова годишња висина је само изузетно већа од 250 мм.

У појасу арктичког ваздуха могуће је само у току лета издвојити континентални и марински климатски тип.

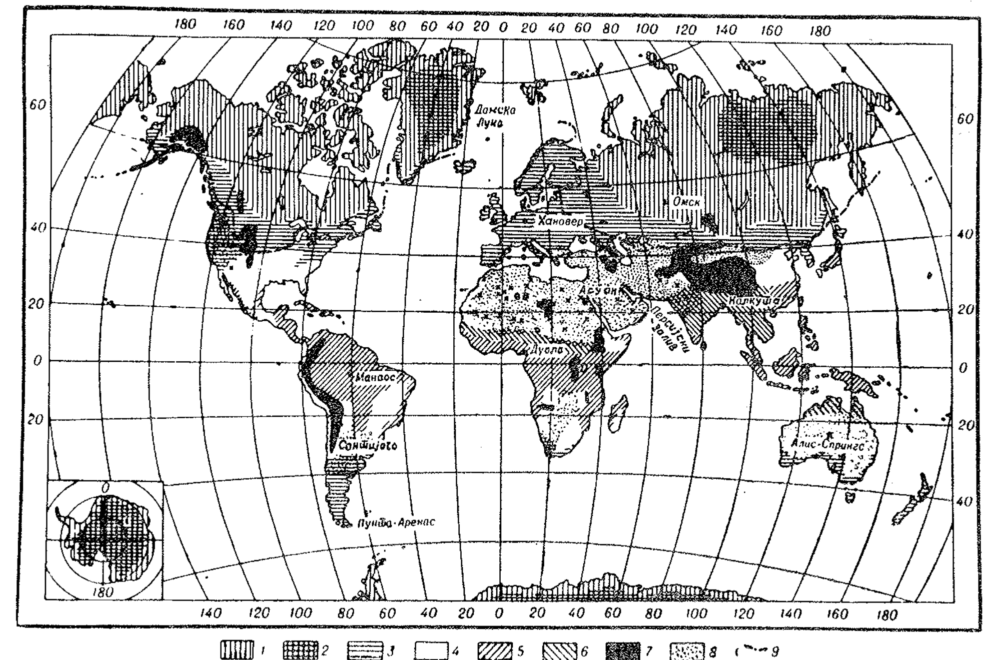
Очигледно је да су климатски појасеви издвојени по особеностима динамике атмосфере. Климатски типови су резултат деловања више чинилаца: географске ширине, опште циркулације атмосфере, особина подлоге и др., због чега је поднебље у најужој вези са географском средином, чији је интегрални део.

IV. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА ЗА ПОТРЕБЕ ТЕХНИКЕ

Немачки метеоролог В. Б е р (W. Böer) изложио је класификацију климата за потребе технике (*9*). Полазећи од неопходности климатске заштите појединих техничких производа, Бер истиче да су температура ваздуха и његова влажност најзначајнији показатељи. Али, за поједине производе значајни су и други климатски елементи: радијација, падавине, загађеност ваздуха итд. Узимајући све то у обзир Бер издваја 4 посебна типа климата:

1. Хладни климат је заступљен у областима чија је просечна температура најхладнијег месеца нижа од —15° C, док се екстремне минималне температуре испод —40° C могу у тим областима појавити сваке године. Релативна влажност је често доста висока, нарочито зими. Карактеристичне су ниске падавине.

У областима са веома хладним климатом, температура ваздуха се спушта испод —55° C, а на Антарктиди и испод —80° C. Те области су посебно означене на сл. 142. При тако ниским темпертаурама ваздуха многе материје имају друкчије особине: челик постаје крт скоро као стакло, бензин густ као нафта, а нафта постаје потпуно чврста, тако да се секиром сече на комаде . . .



Сл. 142. — Карта распростирања типова климата за потребе технике по В. Беру; 1. хладни климат, 2. веома хладни климат, 3. умерено хладни климат, 4. суви жарки климат, 5. влажни климат, 6. променљиви климат, 7. висина преко 2200 м изнад мора, 8. области са великом глобалном радијацијом — већом од 600 кал/см² дневно, 9. изотерма годишњег минимума температуре од —25°C.

2. Умерени климат у класификацији климата за потребе технике заступљен је у областима где су средње месечне температуре ваздуха на границама са хладним климатом зими више од —15° C, а на границама са областима са топлим климатом лети ниже од +25° C. У овом климату дешава се често да се зими температуре ваздуха спусте и испод —30° C, а лети се дижу и изнад +37° C. Падавине се излучују током целе године, а зими и у виду снега. При температурама изнад 20° C релативна влажност је ретко кад виша од 80%.

Због неких производа потребно је простор са умереним климатом поделити на умерено топли и умерено хладни климат. Границе последњег означене су на прегледној карти (сл. 142) изотермом од —25° C. На јужној полулопти умерено хладни климат није заступљен.

3. Суви жарки климат заступљен је у областима где је бар један месец средња месечна температура ваздуха виша од $+22°$ C, а средња месечна релативна влажност није велика. У областма са таквим климатом могу зими бити и врло ниске температуре — у пустињи Гоби и испод $-25°$ C. За овај тип климата карактеристична је велика глобална радијација, високе температуре ваздуха при малој релативној влажност и велики садржај песка и прашине у ваздуху.

У топлим пустињама температура ваздуха може бити и преко $45°$ C. У Ел Азизи, на северу Сахаре, забележена је у хладу температура од $+57,8°$ C. Географски положај реона у којима се могу појавити изразито високе температуре ваздуха приказан је на прегледној карти (сл. 142) крстићима.

4. Влажни жарки климат типичан је за области у којима је средња месечна температура ваздуха бар један месец виша од $+20°$ C, али је у том истом месецу релативна влажност већа од 80%. Температура ваздуха у тим областима ретко кад прелази $+40°$ C. Висина падавина у појединим месецима већа је од 200 мм.

За области са влажним жарким климатом карактеристично је поред високих температура, честих провала облака, тешко подношљивих запара и мала амплитуда температуре ваздуха. На прегледној карти (сл. 142) посебно су издвојене области које у једном годишњем добу припадају влажном жарком климату, а у другом сувом жарком климату.

У Персијском заливу повремено се наилази при температури ваздуха од $+35°$ C на релативну влажност ваздуха од преко 80%. Такву комбинацију ова два елемента човек тешко подноси — има осећај неподношљиве топлоте. Али, у истим крајевима може бити при тако високој температури и врло мала релативна влажност, што се лакше подноси.

Бер је посебно издвојио и *климат високих планина* у крајевима који леже изнад 2200 м а.в. На океанима хладни климат нема практичан значај јер су при средњим месечним температурама ваздуха нижим од $-15°$ C мора покривена ледом. И подела на суви жарки и влажни жарки климат на океанима нема практично никакав значај с обзиром на релативну влажност ваздуха, која је увек велика и често прелази 80%.

Берова класификација климата за потребе технике даје само општи преглед њихових основних особина. За посебне сврхе Бер препоручује исцрпна проучавања поднебља. Нарочито су за праксу значајна његова излагања о утицају времена и климе при превозу и чувању неких врста техничких производа и сировина. Тако нпр. Бер предлаже превоз великих агрегата и електромотора из Европе у Индију крајем октобра, како би ови производи пре уграђивања били подвргнути мањим падавинама, којих у току од неколико месеци практично нема. Ако би се таква роба слала у пролеће, онда она стиже у Индију у време летњег монсуна, па је више месеци изложена или

кишењу или чувању у магацинима, где је и велика релативна влажност ваздуха може више или мање да оштети. При превозу појединих врста хигроскопне робе морским бродовима посебна пажња се обраћа микроклими бродских складишта. Какви ће бити оптимални услови у складиштима за поједине врсте робе зависи не само од мора по којима плове бродови, него и од њихових брзина. Зато се при коришћењу класификације климата за потребе технике у практичне сврхе морају у неким случајевима узимати у обзир и други елементи, а не само климатски.

ДЕСЕТА ГЛАВА

ПРОМЕНЕ КЛИМАТА

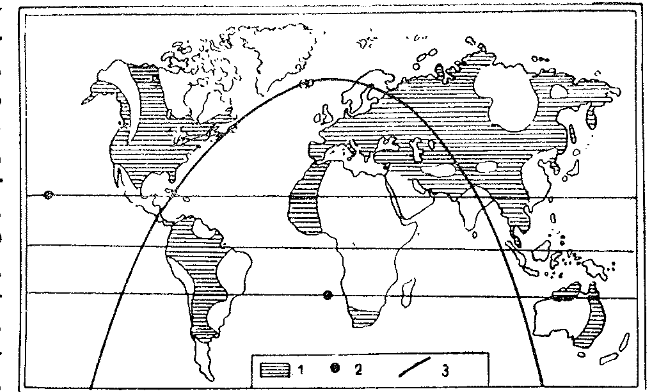
1. КЛИМАТИ ГЕОЛОШКИХ ПЕРИОДА И УЗРОЦИ ЊИХОВИХ ПРОМЕНА

Проучавање одлика ранијих климата представља један од најтежих задатака савремене палеогеографије. Па ипак, о особинама климе пре многих милиона година може се доста рећи на основу неких особености органских остатака и седиментних стена. Познавање климата у геолошкој прошлости омогућује да се правилно разумеју и реше неки значајни проблеми савремене климатологије и географије, а такође геологије и биологије. Тако нпр. познавање граница древних климатских зона омогућује да се процене положаји континената у одговарајућим епохама, па према томе да се утврде и ранији тектонски покрети.

По облику и грађи животиња и биљака може се оценити средина и клима у време када су живеле поједине врсте животиња и биљака. Тако нпр. дрвеће у умереној климатској зони има годишње прстенове или „годове", које нема тропско дрвеће. Неки морски организми живели су само у топлим морима чија је вода била доста богата калцијум-карбонатом (нпр. корали), а у којој се не растварају љуштуре ракова. Даље, наслаге соли могле су да се наталоже само у пределима топлог и сувог поднебља. Кречњаци и доломити су такође брже стварани у топлијим водама засићеним карбонатима, него у хладнијим. Образовање лежишта боксита и ватросталних глина могуће је само у тропској зони, а угљених наслага само у влажној и топлој клими, где је био густ и разноврсни биљни покривач.

На основу тих и сличних чињеница добијају се поуздани подаци, који нам посредно указују каква је била клима појединих геолошких периода.

У таложним стенама девонске периоде, нађени су окамењени остаци, фосили, многих врста биљака и качмењака који су живели само у топлом поднебљу. Али, тада топли предели на Земљи нису били у крајевима где су сада, пошто је полутар онда прелазио преко Исланда, Индије, западне Аустралије и Антарктиде (сл. 143.). Према томе, тада је простор на којем се сада налази Југославија био јужно од полутара. У близини тадашњег полутара настале су девонске наслаге боксита на Уралу и у средњој Азији, гвоздених руда у Шпанији и јужној Кини, мангана у Енглеској итд. Такав положај полутара потврђују трагови ледника, који су у то време постојали у јужној Африци. Северни Земљин пол био је тада у средини Тихог океана, а јужни око 1.000 км западно од Анголе, у Атлантику.



Сл. 143. — Земљина површина у девонској периоди: 1. море, 2. Земљини полови и 3. положај екватора (по Л. Б. Рухину)

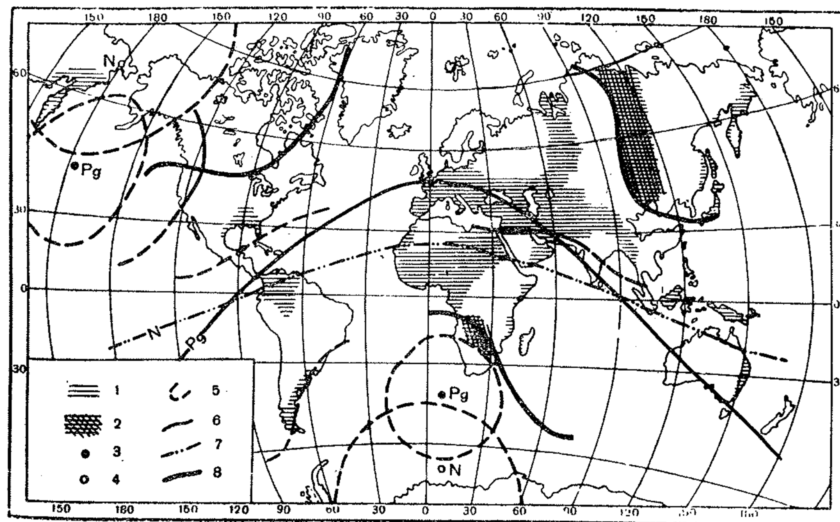
У карбонској периоди полутар је прелазио преко Перуа, Венецуеле, Атлантика, Велике Британије, Данске, Казакстана, Индонезије, Аустралије и Новог Зеланда. Северни пол је био око Хавајских острва, а јужни око рта Добре Наде у Африци. Топли и влажни предели били су у САД, западној и јужној Европи, у јужној Азији и источној Аустралији, где су, са мањим изузетцима, утврђена највећа лежишта каменог угља, по којем је ова периода и названа карбонском.[1]) По периферији карбонског тропског појаса откривене су велике наслаге гипса, анхидрита, камене соли итд. Оне указују на топлу и сушну климу. Крајем карбона настало је залеђивање савремене екваторијалне Африке, најјужнијег дела Јужне Америке, Индије и јужне Аустралије. У то време, на месту данашњих прашума и џунгли, били су ледници!

У креди је полутар прелазио преко места где су сада Панама, Лондон, Берлин, Баку, Мадрас и Перт у Аустралији, а даље је додиривао западну Антарктиду. Северни пол је лежао јужно од Алеутских острва, а јужни југозападно од рта Добре Наде. Највећи део Аустралије и Нови Зеланд били су тада на северној полулопти. Тада су наталожене огромне масе кречњака, који у нашој земљи захвата скоро трећину територије. Из те периоде потиче угаљ из неких рудника у Источној Србији (Добра Срећа, Ртањ, Подвис и др.), битуминозни шрикљци код Бучја и Трстеника, асфалт код Буштрења и Вргорца, лежишта боксита у Далмацији, Херцеговини и Црној Гори. Вулкани су били веома активни. Руде бакра у Бору и Мајданпеку потичу баш из те периоде, креде. На више места у Африци образоване су наслаге соли, у Тексасу слојеви са нафтом итд.

У терцијеру полови и полутар се све више приближавају садашњем положају (сл. 144). Истина, средином терцијера, полутар је пресецао крајеве где је сада територија наше земље. Биљни свет је био заступљен тропским врстама. Неки четинари лучили су велике количине смоле, од које је постао ћилибар. У многим парчићима ћилибара сачувани су поједини инсекти — муве, пауци и мрави. Северније од тропских, биле су шуме умереног поднебља. Њихови окамењени и угљенисани остаци налазе се у таложним стенама на Гренланду, Аљасци и артичком приморју Канаде и Азије. Током терцијера, ближе савременој епохи, клима је постајала хладнија: палма, дрво карактеристично за пределе топле климе, расла је крајем креде на Гренланду,

[1]) Од латинског carbo — угљен, жар.

У олигоцену у Енглеској, а у плиоцену само у Јужној Европи, где и сада има неких њених врста. У терцијеру је утицај Голфске струје на климу Европе био слабији него сада, јер су у то доба Северна и Јужна Америка биле одвојене, па је највећи део њених топлих вода отицао у Тихи океан. Али, тада је био много јачи утицај топле Куро Шиво струје. Она је омогућавала живот многих организама из топлијих предела дуж западног приморја Северне Америке, где их сада уопште нема.



Сл. 144. — Главни климатски показатељи у терцијеру: 1. палеогено море на савременим континетима, 2. области глацијације, 3. средњи положај полова у палеогену, 4. исто у неогену, 5. положај 70° г ш., 6. положај полутара у палеогену, 7. исто у неогену, 8. климатски фронтови (по А. А. Борисову)

Према томе, у току дуге геолошке прошлости Земљине, клима на нашој планети мењала се више пута. Она је на њеном већем делу била претежно топла и умерена, што се види по доњим подацима изложеним по проучавањима Х. Шеплија:

Геолошка периода (и епоха)	Почетак и крај периоде пре милиона година	Клима
Камбријска	440—520	Хладна, прелази у топлу
Ордовик	360—440	Умерено топла
Силурска	320—360	Топла
Девонска	265—320	Умерена, прелази у топлу
Карбонска	210—265	У почетку топла, затим хладна
Пермска	185—210	Најпре хладна, затим умерена
Тријаска	155—185	Топла и без већих промена
Јурска	130—155	Топла и без већих промена
Креда	60—130	Умерено топла
Палеоцен и еоцен	40— 60	Умерено топла, прелази у топлу
Олигоцен	28— 40	Умерено топла
Миоцен	11— 28	Умерено топла
Плиоцен	1— 11	Хладна

Ради објашњења промена климе у геолошкој прошлости предложен је већи број хипотеза. По својим особеностима оне се могу сврстати у следећих пет група:

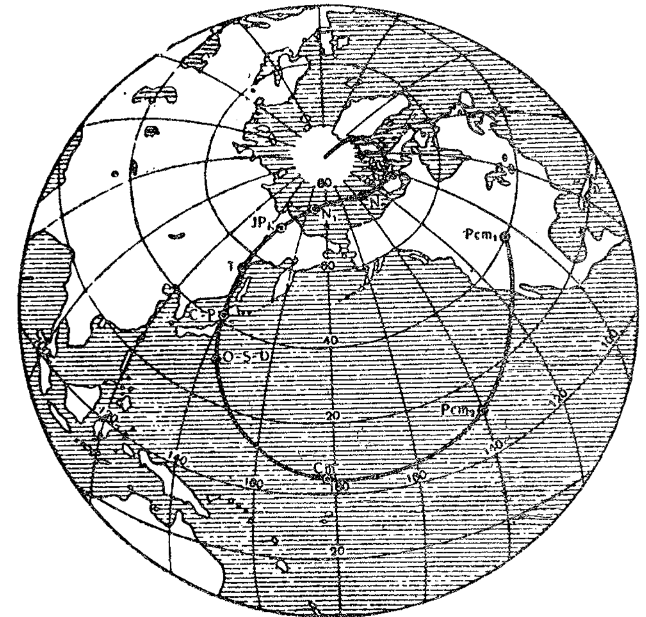
1. *Космичке хипотезе* — засноване на претпоставкама о променама апсолутне количине Сунчеве топлоте коју добива Земља.

2. *Планетарне хипотезе* полазе од промене положаја Земљиних полова (сл. 145) и полутара, због чега се мењала расподела Сунчеве топлоте на појединим деловима површине наше планете.

3. *Географске (геофизичке) хипотезе* су засноване на претпоставци о премештању континената и Земљиних полова, те се стога мењао и топлотни биланс виших географских ширина.

4. *Атмосферске хипотезе* полазе од претпоставке да се мења хемијски састав атмосфере, нарочито количина CO_2 и количина вулканског пепела.

5. *Палеогеографске хипотезе* су засноване на променама рељефа Земљине површине и океанског дна и промена физичко - географских услова.



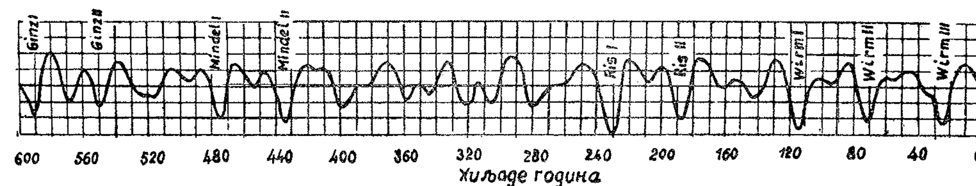
Сл. 145. — Померање Земљиних полова (пуна крива линија) од прекамбријске периоде до данас

Треба напоменути да ни једна од предложених хипотеза не објашњава у потпуности све појаве у вези са променама климе. Велики број присталица али и противника има Миланковићева астрономска теорија климатских промена (*48*). Она је заснована на променљивости нагиба Земљине осе према равни небеског екватора и промени ексцентритета еклиптике, а с тим у вези и променама у количини Сунчеве топлоте коју Земља добива. Миланковићева теорија објашњава климатске промене у антропогену.

2. КЛИМА АНТРОПОГЕНА (КВАРТАРА)

У најновијој периоди Земљине историје, *квартару*, који се у последње време све чешће назива *антропоген* (овај назив је предложио академик А. П. Павлов 1922. године) било је такође великих промена климе. Оне су се најјаче испољиле у тзв. *леденим добима*.

По проучавањима Пенка, Торела, Цвијића и других истакнутих геолога и геоморфолога у току последњих 600 хиљада година било је четири ледена доба, која су била раздвојена топлијим периодима — *интерглацијалним добима*. А. Пенк је ледена доба назвао именима алпских река у чијим је долинама запазио изврсно очуване флувиоглацијалне терасе. Те реке, односно ледена доба, имају следеће називе: Гинц, Миндел, Рис и Вирм. М. Миланковић је математичким методама прорачунао ток осунчавања Земљине површине за последњих 600 хиљада година и потврдио постојање четири ледена доба. Нова истраживања показују да су сем промена интензитета Земљиног осунчавања, условљених изменама у нагибу еклиптике и њеног ексцентритета, најважнији узроци глацијација биле промене у циркулацији атмосфере: појачано струјање ваздушних маса у меридијанском правцу повећало је фронталне падавине; залеђивање се зачињало у зони климатских фронтова и на високим планинама, са којим се ширило у низине. Интерглацијална доба су настајала због слабљења меридијанског преноса ваздушних маса, односно због измена циркулације атмосфере.



Сл. 146. — Трајање ледених и међуледених доба које је Миланковић одредио математичким прорачунима

У току ледених доба снежна граница је била нижа на планинама до 1540 м од садашњег положаја. То је омогућавало већу концентрацију снежних маса на планинама и њихово претварање у лед и леднике. На нашим високим планинама било је доста великих ледника. Тако је нпр. плавски ледник, који се спуштао са Проклетија, био дужи од садашњих највећих алпских ледника. У време најјаче глацијације, током Риса (који је трајао пре 236.000 до 183.000 година), укупна површина леденог покривача на континентима достизала је 37,2 милиона км², а са леденим покривачем на морима и океанима око 100 милиона км² или скоро 20% Земљине површине, односно око 6 пута више него сада.

У време интерглацијалних доба температура ваздуха је била виша, снежна граница се померала у веће надморске висине и више географске ширине, те се смањивала и површина под ледницима. У нижим географским ширинама у првој половини антропгена било је обилних падавина. Поуздано је утврђено да су тада кроз Сахару текле многе велике реке и да је она била плодна и насељена. По неким подацима последњи стални већи токови у Сахари усахли се пре 8—10 хиљада година. На неким местима пронађени су остаци костура нилских коња и крокодила, а она су од најближих река удаљена више од 1000 километара.

3. КЛИМА ХОЛОЦЕНА

Клима холоцена, геолошке данашњице, која по мишљењу палеонтолога почиње приближно пре 12—14 хиљада година, била је такође променљива. Те промене нису биле велике као у току ледених доба — *плеистоцена*. Оне се огледају, пре свега, у смени влажнијих и хладнијих климата од данашњег са топлијим и сувљим климатима.

У току холоцена измењало се 8 различитих климата, чије називе, трајање и основне карактеристике показују следећи подаци:

Период	Трајање у годинама	Основне карактеристике климе
1. Алерод	14000 — 11900	Прво битније отопљавање.
2. Арктички	11900 — 9600	Температура за 1—1,5° нижа од садашње.
3. Субарктички	9600 — 7400	Температура за 2° виша од садашње.
4. Бореални	7400 — 5100	Температура виша од садашње са 1—1,5°.
5. Атлантски	5100 — 2800	Температура виша 2,8—4,0° од садашње — *климатски оптимум*.
6. Суббореални	2800 — 600	Умерено топли и суви климат. Пред крај захлађење и влажније. У топлијој фази температура виша за 2° него сада.
7. Субатлантски	600 — 1450	Три периода јаких климатских промена. Температура за 1—1,5° нижа од садашње.
8. Новобореални	1450 — 3650[1]	Постепен пораст температуре ваздуха, која ће у фази максимума бити виша од садашње за 2,5°. Та фаза почеће око 2000. године и трајаће до 3400. године. У овом периоду биће мањих климатских промена.

Укажимо само на неке писане податке и археолошке налазе који говоре о незнатним климатским променама у току последњих 3500 година.

Грчки историчар и географ, Херодот, записао је како се око 445. године пре наше ере у једном египатском граду догодило „највеће чудо“ — пала је киша. Таква „чуда“ су и касније брижљиво бележена. На основу таквих записа знамо да је клима Египта пре 2500 година била иста као и сада — сува.

У медитеранским земљама владала је и пре 3000 година оскудица у води као и сада. Хомер помиње реке које лети пресушују, а Страбон указује пре две хиљаде година да потоци Кетис и Илис, код Атине, пресушују лети, што се са њима и сада дешава. Ради снабдевања насеља водом саграђени су многи водоводи у медитеранским земљама. Најстарији су у Аргосу у Микени; они су саграђени пре скоро 3500 година. Воду за Картегену Римљани су довели са удаљености од 132 км, јер у њеној близини ни тада није било јаких извора, који би граду давали потребних 370 литара воде у секунди.

[1]) Предпоставка.

Урмина палма расте у јужној Шпанији, у јужној Грчкој и на Кипру, али оне ни сада не дају плодове, као што је било и у време Теофраста (327—287. године пре наше ере), највећег античког ботаничара, писца 9 књига „Историје биљака". У току последњих 2000 година остао је непромењен положај северне границе гајења маслина у Италији и јужне границе винове лозе у Израелу. Све то указује да се температура није битније променила у току последњих 2000 — 2300 година.

Неки климатолози тврде да клима постаје све сувља. Они се позивају, између осталог, и на мишљења неких историчара, који монголску најезду на западне земље објашњавају са позиција географског детерминизма — велике суше у централној Азији у XIII веку. Међутим, совјетски историчар Бартолд указује да је већина Монгола и после тих освајања остала у Монголији, док је етнографска граница тог народа непромењена. На основу тога он закључује да је клима у Монголији у XIII веку била иста као и данас. Она је у целини остала мање или више слична данашњој и у току последњих 3200 — 7000 година. Свакако у кинеској покрајини Шенсију не би били сагађени огромни системи за наводњавање пре 3200 година, да је клима тада била влажнија од садашње. Ни кипови које су Египћани уклесали у пешчарима Синаја пре 7000 година не би се тако добро очували, тврди египтолог Ф. Петри, да је поднебље Синајског полуострва било влажније у протеклом периоду.

Али, иако је клима остала мање више непромењена у току историјског периода, треба указати и на извесне веће временске поремећаје. Они су настали као последица смањене инсолације Сунца, због повећане количине вулканске прашине у атмосфери, или због појачане инсолације у вези са бројнијим појавама Сунчевих пега итд. По записима које је прикупио П. Вујевић, у току последњих пет векова било је у нашој земљи изузетно топлих зима, али и изузетно хладних лета. Тако нпр. после невероватно топле јесени, људи су 17. децембра 1746. године брали јагоде у околини Зворника. Али, треба истаћи да је 24. августа 1777. године снег покрио улице и кровове кућа у Сарајеву. По једној белешци из фрањевачког манастира у Фојници 13. августа 1716. године у Босни је пао велики снег, а по другој, на рекама се појавио и лед! Прва белешка о суши и појави глади у нашим крајевима потиче из 1358. године, док је једна од најтежих била 1605. године. У белешци из манастира Крушедола код Ирига стоји између осталог да је те године „за парче хлеба отац продавао своје дете, син оца, родитељ своју кћер, брат свог брата". Глад изазвана сушама трајала је неколико година. На Цетињу су људи у очајању од глади одузимали себи живот 1608. године итд.

Треба, на крају, поменути да се у току последњих неколико деценија запажа отопљавање климата на Земљи. У Киоту вишње цветају за 10 дана раније. У Токију мразеви почињу 8 дана касније. На Аљасци се граница шума померила према северу. На Исланду се повећао број ласта. Реон лова бакалара проширио се до 72° г. ш. Харинга је у периоду 1926—1929. године бацала икру дуж северних обала Исланда, а сада иде до западних обала Гренланда — до 73°

с. ш. Неке рибе су ишчезле из поларног басена. У реону Северног пола температура се за последњих 25 година повисила за 0,7° С, а ледници се скоро свуда повлаче. Отопљавање климата неки климатолози објашњавају као последицу повећане количине угљен-диоксида, који доспева у ваздух сагоревањем огромне количине угља и других горива, док други указују да су у питању нормална вековна незнатна колебања топлог холоценог климата.

И. 25.161

ЛИТЕРАТУРА

1. Александровская В. Н., Ерамов А. Р. и др. — Физическая география частей света, Госиздат. „Высшая школа“, Москва 1963.

2. Alissow B. P. — Die Klimate der Erde (ohne das Gebiet der UdSSR), Berlin 1954.

3. Алисов Б. П. и Хромов С. П. — Климатология, Советская география — Итоги и задачи, стр. 103—119, Географгиз, Москва 1960.

4. Алисов Б. П. и Полтараус Б. В. — Климатология, изд. Московского у-та, 1960.

5. Арнольди А. И. — Акклиматизация человека на севере и юге, Медгиз, Москва 1960.

6. Багдасарян А. Б. — Климат как многолетный режим погоды и методы его изучения, Труды ВНМС*), Том IV, стр. 73—78, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

7. Барков А. С. — Словарь — справочник по физическои географии, Учпедгиз, Москва 1958.

8. Battan L. — Radar observes the weather, New York 1962.

9. Böer W. — Technische Meteorologije, Leipzig 1964.

10. Берг Л. С. — Основы климатологии, Госиздат, Ленинград 1938.

11. Берг Л. С. — Климат и жизнь, 2-е издание, Географгиз, Москва 1947.

12. Берлянд Г Т. — Географические закономерности режима солнечной радиации, Труды ВНМС, том IV, стр. 161—172, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

13. Blüthgen J. — Allgemeine Klimageographie, Berlin 1964.

14. Бдыко М. И. — О физических закономерностях биоклиматологии человека, Труды ВНМС, том IV, стр. 12—18, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

15. Будыко М. И. — Тепловой и водный режим земной поверхности, Советская география — Итоги и задачи, стр. 278—288, Географгиз, Москва 1960.

16. Власова В. Т. — Физическая география частеи света, Учпедгиз, Москва 1961.

17. Воронин Н. М. и др. — Физиологические реакции человека животньих на разные погодные условия, Вопросы комплексной климатологии, стр. 135—140, изд. АН СССР, Ин-т географии, Москва 1963.

18. Витвицкий Г. Н. — Пределы распространения летнего муссона В Восточной Азии, Труды ВНМС, том IV, стр. 95—101, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

19. Воронцов-Вельяминов А. Б. — Очерки о Вселенной, физматгиз, Москва 1959.

20. Vujević P. — Meteorologija, Beograd 1948.

21. Гальцов П. А. — Климат, стр. 311—312; Климатология, стр. 314—316; Метеорология, стр. 579—580. Краткая географическая энциклопедия, том 2, Москва 1961.

22. Гълъбов Ж. С. — Обща климатология, изд. „Наука и изкуство“, София 1953.

23. Гутерман И. Г. — Распоредeление Ветра в свободной атмосфере над северным полушарием, Труды ВНМС, том IV, стр. 320—333, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

24. Dukić D. — Klima Dinarskog primorja kao faktor razvoja turizma u Jugoslaviji, (elaborat), Beograd 1963.

---

*) ВНМС — Всесоюзное научное метеорологическое совещание

25. Дукић Д. — Основи метеорологије и климатологије (за студенте географије), Београд 1963.

26. Дунаев Б. А. — Инсолация и ориентация жилых зданий, Труды ВНМС*, том IV, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

27. Duplančić Č. — O klimi i vremenu na Jadranu. Hidrografski godišnjak HI JRM, Split 1959.

28. Ефимова Н. А. — Радиационный баланс поверхности земного шара. Труды ВНМС, том IV, стр. 186—195, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

29. Зубенок, Л. И. — Тепловой биланс континентов, Труды ВНМС, том IV, стр. 173—186, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

30. Ильичева Е. М. — Опыт биоклиматической интерпретации классов погоды, Вопросы комплексной климатологии, стр. 176—180, изд. АН СССР, Ин-т географии, Москва 1963.

31. Юри Х. К. — Первоначальные атмосферы планет, „Природа“ 4, стр. 33—38, Москва 1959.

32. Калесник С. В. — Краткий курс общего землеведения, Географгиз, Москва 1957.

33. Кац М. — Некотерые аспекты физической и химической природы атмосферных загрязнений, стр. 105—107, загрязнение атмосферного воздуха, ВОЗ, Женева 1961.

34. Köppen W. — Grundriss der Klimakunde, II Verlag, Berlin 1931.

35. Kovačević M. — Historijski pregled meteoroloških opažanja, Hidrometeorološki glasnik, god. I, br. 1, str. 35—46, Beograd 1948.

36. Колобков В. Н. — Воздушный океан и его жизнь, Географиз, Москва 1957.

37. Кольоков Н. В. и др. — О блиянии Куйбишевского водохранилища на метеорологические условия и климат, Труды ВНМС, том IV, стр. 451—459, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

38. Kratzer P. A. — Das Stadtklima, Braunschweig, 1956.

39. Куниц А. В. — Синоптическая метеорология, Гидрометизд, Ленинград 1947.

40. Ли Д. — Физиологическая климатология, Американская география (перевод с английского), стр. 449—459, Иностраниздат, Москва 1957.

41. Лучшев А. А. — Исследование климата города в практических целях, Советская георафия в период строительства коммунизма, стр. 100—106, Географгиз, Москва 1963.

42. Makijanić B. — Onečišćenje zraka, Vesnik Hidrometeorološke službe FNRJ, god. VII, br. 3—4, str. 78—91, Beograd 1958.

43. Manfred H. — Studien über die Flächenausdehnung der Klimabereiche der Erde. I. Die Flächenausdehnung der Klimabereiche der Erde nach W. Köppen. Wiss. Z. Humbolt-Univ, Berlin, Math.-nat. R XIII 1964., S. 47—52, Berliner Geographische Arbeiten/NR 33, Berlin 1964.

44. Mardešić A. P. i Riboli J. A. — Pomorska meteorologija II, Zemun 1936.

45. Martonne de Em. — Traité de Géographie physique, t. I, Paris 1925.

46. Martonne de Em. — Géographie aérienne, Paris 1948.

47. Масленников Д. С. — К вопросу обеслечения оптимальных микроклиматических условий в городской застройке, Труды ВНМС, том IV, стр. 411—414, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.

48. Миланковић М. — Астрономска теорија климатских промена и њена примена у геофизици, Београд 1948.

49. Milosavljević M. — Meteorologija, Beograd 1949.

50. Milosavljević M. — Klimatologija, II izmenjeno izdanje, Beograd 1963.

51. Мураноь П. А. — Река Хуанхэ Гидрометеоиздат, Ленинград 1957.

52. Невроев Г. А. и Чубуков Л. А. — Значение местной погоды для климатолечения, Впросы комплексной климатологии, стр. 132—134, изд. АН СССР, Ин-т географии, Москва 1963.

53. Nehru Dž. — Otkriće Indije, Beograd 1952.

54. Орр К. — Между землей и космосом (пер. с англ.), Гидрометеоизд, Ленинград 1964.

55. Парфенов А. П. — Солнечное голодание человека, Медгиз, Ленинград 1963.

56. Pedelaborde P. — Les moussons, Paris 1958.

---

*) ВНМС — Всесоюзное научное метеорологическое совещание

57. Пчелко И. Г. — Авиационная метеорология, Гидрометеоиздат, Ленинград 1963.
58. Ракилова Л. Р. — Исследования по теории климата, Труды ВНМС*, том IV, стр. 52—59, Гидрометеоиздат, Ленинград 1963.
59. Рухин Л. Б. — Основы общей палеогеографии, Гостоптехизд, Ленинград 1959.
60. Риль Г. — Тропическая метеорология (пер. с англ.), изд. иностранной литературы, Москва 1963.
61. Staszewski J. i Uhorczak F. — Geografia fizyczna w liczbach, Warszawa 1959.
62. Строкина Л. А. — Тепловой баланс в различных климатических зонах океанов, Труды ВНМС, том IV, стр. 205—215, Гидрометеоиздат, Ленинград 1962.
63. Sanson J. — Climatologie appliquée, I et II, Paris 1949.
64. Скляров В. М. — Метеорология и метеорологические наблюдения, Гидрометеоиздат, Ленинград 1960.
65. Slavinić M. — Radar u meteorologiji, Vesnik Hidrometeorološke službe FNRJ, god. VII, br. 1—2, str. 24—37, Beograd 1958.
66. Stipančić V. — Klimatske prilike Hvara, Hvar 1960.
67. Тейлор Р. Дж. Хасегава А. и Чемберс А. Л. — Борьба с атмосферными загрязнениями путем выбора участка для строительства предприятий и Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 321—338, ВОЗ, Женева 1961.
68. Томас Д. М. — Влияние загрязнения атмосферного воздуха на растения, Загрязнение атмосферского воздуха, стр. 420—468, ВОЗ, Женева 1961.
69. Хейман Х. — Влияние атмосферного воздуха на здоровье воздуха, Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 171—237, ВОЗ Женева 1961.
70. Векслер Х. — Роль метеорологических факторов в загрязнении атмосферного воздуха, Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 52—66, ВОЗ, Женева 1961.
71. Хромов С. П. — Метеорология и климатология для географических факультетов, Гидрометеоиздат, Ленинград 1964.
72. Хромов С. П. и Мамонтова Л. И. — Метеорологический словарь, Гидрометеоиздат, Ленинград 1963.
73. Чучкалов Б. С. — Синоптические условия переноса воздуха индийского муссона через Тибетское нагорье, Труды ВНМС*, том III стр. 187—202, Гидрометеоиздат, Ленинград 1963.
74. Šegota T. — Fizička geografija I, Klima, izd. Sveučilišta, Zagreb 1963.

---

*) ВНМС — Всесоюзное научное метеорологическое совещание